

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

LUANNA CHMYZ

ASPECTOS VULCANOGÊNICOS DAS ROCHAS ÁCIDAS DO TIPO PALMAS DA
PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ AFLORANTES NO SUDOESTE
PARANAENSE

CURITIBA

2013

LUANNA CHMYZ

ASPECTOS VULCANOGÊNICOS DAS ROCHAS ÁCIDAS DO TIPO PALMAS DA
PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ AFLORANTES NO SUDOESTE
PARANAENSE

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Exploratória, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como parte das exigências para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientadora: Profª Drª Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos

Co-orientador: Dr. Otavio Augusto Boni Licht

CURITIBA
2013

AGRADECIMENTOS

Em especial a Eleonora Maria Gouvêa Vasconcellos pelos ensinamentos, pela orientação exemplar, pela revisão crítica do texto e por sempre estar à disposição para contribuir com o desenvolvimento da dissertação. Agradeço particularmente pela confiança depositada durante meu estágio em prática de docência, que muito contribuiu para o meu amadurecimento profissional.

Ao meu co-orientador Otavio Augusto Boni Licht pelo seu grande comprometimento e interesse pelo trabalho, pelas sugestões e por todo o suporte logístico.

Ao geólogo Edir Edemir Arioli pelo apoio nas etapas iniciais do trabalho, sugestões e pelos dados repassados.

A Cristina Valle Pinto-Coelho por também ter me orientado no estágio em prática de docência e pela amizade.

À MINEROPAR (Minerais do Paraná S/A) por ter financiado as campanhas de campo, as análises químicas e parte das lâminas delgadas, de forma a viabilizar este trabalho.

À PRPPG e ao Programa de Pós-graduação em Geologia.

Ao Departamento de Geologia da UFPR e, em particular, ao professor Rubens José Nadalin pelo apoio e incentivo.

Ao REUNI e a CAPES pela concessão da bolsa de mestrado.

Ao Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) da UFPR e ao Prof. Dr. José Manoel dos Reis Neto pela utilização do MEV, da catodoluminescência, do microscópio petrográfico e por permitir que as amostras fossem preparadas nas dependências do laboratório.

À professora Bárbara Trzaskos pelo auxílio na utilização da catodoluminescência e pelas sugestões relacionadas a este método.

Ao Laboratório de Laminação (LAMIN) da UFPR e ao funcionário técnico-administrativo Adilson Antônio Dalagassa pela confecção das lâminas petrográficas.

À minha família pelo apoio irrestrito.

RESUMO

As rochas ácidas da Província Magmática do Paraná que afloram nas proximidades do município de Palmas, no sudoeste paranaense apresentam, em geral, textura afírica e $\text{TiO}_2 < 2\%$ e são classificadas como do tipo Palmas. Na área estudada, localizada a quinze quilômetros a leste de Palmas (PR), são observadas variações composicionais, texturais e estruturais nestes litotipos. Com o objetivo de se definir os processos de gênese destas rochas, as mesmas são separadas em oito litofácies, todas de composição ácida, além de duas brechas: riolito maciço, riolito com disjunções em laje, riolito afanítico, *pitchstone*, riolito com estrutura de fluxo bandada, riolito amigdalóide, riolito hidrotermal, riolito vítreo bandado, brecha intrusiva I e II. A assembleia mineral primária é formada por porcentagens variáveis de plagioclásio (andesina), clinopiroxênio (augita e pigeonita), minerais opacos, apatita, matriz quartzo-feldspática e vidro vulcânico. Este último, por vezes, com feições de devitrificação, tais como quebras perlíticas, variações de birrefringência, alteração para argilominerais e esferulitos. Disjunções em laje são a estrutura mais comum nestas rochas e, em alguns pontos, estes planos formam lobos de altura métrica, o que indica uma origem efusiva. O modo de ocorrência destas litofácies é sob a forma de domos ou extensos corpos tabulares, sendo que ambos foram gerados a partir de condutos. Os condutos são definidos pela mudança faciológica lateral e pela verticalidade das disjunções em laje. Litofácies com bandamento composicional constituem o topo de sequências ou ocorrem próximas a condutos, o que também indica origem efusiva. Nestas litofácies ocorrem dobras formadas devido a contrastes reológicos decorrentes de variações no teor de fase cristalina e fusão em cada nível. Do ponto de vista geoquímico, pela análise de diagramas do tipo Harker e multielementares, distinguem-se três grupos de rochas: grupo A, formado pelo riolito afanítico e pelo *pitchstone*, pouco fracionados entre si e em relação ao condrito; grupo B, representado pelo riolito com disjunções em laje e riolito maciço, mais fracionado em relação ao condrito; e grupo C, formado pelo riolito com estrutura de fluxo bandada, com três padrões distintos. A litofácies riolito vítreo bandado difere das demais por ser constituída por *shards*, ter acamamento composicional e feições similares a *gas-escape pipes*. Estas características indicam uma origem piroclástica, no entanto a sua ocorrência localizada impossibilita associá-la a eventos vulcanoclásticos mais expressivos. Na área há brechas intrusivas formadas por fragmentos de riolitos em meio à matriz de composição silicática. Este mesmo material preenche veios que cortam os litotipos em várias direções. Ainda há divergências quanto aos processos que originaram estas brechas e veios, no entanto é considerada a participação de material sedimentar proveniente das rochas que compõem a Bacia do Paraná.

Palavras-chave: Palmas, rochas ácidas, Província Magmática do Paraná, litofácies.

ABSTRACT

The acid rocks from Parana Magmatic Province which outcrop nearby Palmas city, in the Southwest of Parana state, generally show aphyric texture and $\text{TiO}_2 < 2\%$, being classified as Palmas type. In the studied area, which is located 15 km in the east of Palmas, compositional, textural and structural variations are observed in these rocks. In order to define their genetic processes, the lithotypes are sorted in eight acid facies, as well as two breccias: massive rhyolite, sheeting joints rhyolite, aphanitic rhyolite, pitchstone, banded flow structure rhyolite, amygdaloidal rhyolite, hydrothermal rhyolite, glassy banded rhyolite, intrusive breccia I and II. The primary mineral assemblage is composed by variable amounts of plagioclase (andesine), clinopyroxene (augite and pigeonite), opaque minerals, apatite, quartz-feldspar matrix and volcanic glass. This one can present devitrification features, such as perlitic cracks, birefringence variations, alterations to clay minerals and spherulites. Sheeted joints are the most common structure in these rocks, and locally their surfaces formed metric height lobes, which points to an effusive origin. These facies occur as domes or extensive tabular bodies, both of them formed by volcanic conduits activities. It is indicated by faciological lateral changes and by vertical sheeting joints. Compositional banded facies can be observed as the upper zone of a volcanic sequence or next to the conduits, which points to an effusive nature as well. Folds which can be found in these facies were created by rheological contrasts due to crystal and melt amount variations in each level. Based on Harker diagrams and spidergrams, the rocks are divided in three groups according to their behavior: group A, composed by aphanitic rhyolite and pitchstone, both not so much fractionated among them and compared to the condrite; group B, represented by sheeting joints and massive rhyolites, which are more fractionated if compared to the condrite; and group C, formed by banded flow structure rhyolite, which presents three different patterns. The glassy banded rhyolite differs from the other facies due to the presence of shards and compositional banding and features similar to gas-escape pipes. These aspects imply in a pyroclastic origin, however its restrict occurrence can not be related to great volcanoclastics events. Therefore, a secondary pyroclastic flow created by lava collapse is assumed as its origin. Intrusive breccias are made by rhyolite fragments in a silicatic matrix, which also fill veins in these lithotypes. There are some disagreements about how these veins and breccias were formed, however the influence of sedimentary material from Parana Basin's rocks is considered.

Key words: Palmas, acid rocks, Parana Magmatic Province, facies.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo (representada pelo retângulo vermelho), com destaque para as principais vias de acesso. Pontos vermelhos indicam a localização das demais áreas nas quais foram descritos afloramentos (Adaptado de SETR/DER, 2006 e MINEROPAR, 2006).15
- Figura 3.1 – Mapa de localização da Bacia do Paraná (Zálan *et al.* 1900).22
- Figura 3.2 – Mapa geológico da região sul do Brasil, com destaque para a localização dos lineamentos tectônicos que dividem a Província Magmática do Paraná. Adaptado de Bellieni *et al.* (1986), Peate *et al.* (1992) e Nardy *et al.* (2002).24
- Figura 3.3 - Seção Esquemática do Vulcão Miyakejima e as variações na densidade do magma, vesicularidade e concentração de fase vapor conforme a variação na pressão e profundidade (Fonte: adaptado de Schmincke, 2004).32
- Figura 3.4 – Formas de corpos efusivos gerados a partir da solidificação/cristalização de lavas riolíticas: a) Figura esquemática da geração de domos a partir de injeção de lava riolítica (Fonte: adaptado de Cas e Wright, 1995); b) Domo de composição dacítica gerado durante a erupção do Monte Santa Helena, em 1980 (Fonte: Gill, 2010); c) *Coulée* félsico em Mono Craters, Califórnia (Fonte: Camp, 2011); d) Seção esquemática de um *coulée* (Fonte: adaptado de Cas e Wright, 1995).34
- Figura 3.5 - Seção esquemática mostrando a distribuição de litotipos em uma unidade riolítica efusiva (Fonte: adaptado de Cas e Wright, 1995).34
- Figura 3.6 – Processos formadores de depósitos piroclásticos: a) Modelo esquemático da formação de depósitos piroclásticos de queda (Fonte: adaptado de Cas e Wright, 1995); b) Nuvem de fragmentos gerada durante a erupção do Monte St. Helena em 1980 (Fonte: USGS, 2011); c) Modelo esquemático da formação de depósitos de fluxo piroclástico (Fonte: adaptado de Cas e Wright, 1995); d) Fluxo piroclástico formado durante a erupção do vulcão Soufrière Hills em 1997, na ilha caribenha de Montserrat (Fonte: NRCAN, 2011); e) Modelo esquemático da formação de depósitos piroclásticos de *base surge* (Fonte: adaptado de Cas e Wright, 1995); f) *Base surge* piroclástica formada durante a erupção do vulcão Soufrière Hills em 1997, na ilha caribenha de Montserrat (Fonte: NRCAN, 2011).36
- Figura 3.7 – Distribuição espacial de depósitos ignimbríticos conforme a topografia do terreno e capacidade do fluxo piroclástico (Fonte: adaptado de Jerram e Petford, 2011).37

Figura 3.8 – Modelo esquemático mostrando a gênese de reognimbritos conforme proposta de Schmincke e Swanson (1967). Fonte: adaptado de Sumner e Branney, 2002.	39
Figura 3.9 – Modelo esquemático mostrando a gênese de reognimbritos conforme proposta de Chapin e Lowell (1979). Fonte: adaptado de Sumner e Branney, 2002.	39
Figura 3.10 – Modelo esquemático mostrando a gênese de reognimbritos conforme proposta de Wolff e Wright (1981). Fonte: adaptado de Sumner e Branney, 2002.	40
Figura 3.11 – Modelo esquemático mostrando a gênese de reognimbritos conforme proposta de Branney e Kokelaar (1992). Fonte: adaptado de Sumner e Branney, 2002.	40
Figura 4.1 - Mapa de localização de afloramentos descritos e amostrados e da poligonal que limita a área de estudo. Equidistância das curvas de nível: 50 m. Datum horizontal: Córrego Alegre, MG.....	50
Figura 4.2 – a) Veio preenchido ora por material silicático (avermelhado), ora por carbonato (branco), com camada milimétrica de quartzo separando as duas fases (ponto LC01). b) Riolito com disjunções em laje pontualmente truncadas, formando ângulos de 30° (ponto LC20).	53
Figura 4.3 – a) Riolito com disjunções em laje dobradas, com ângulo interflanco de cerca de 55°, formando um lobo (ponto LC54). b) Estereograma de pólos correspondentes aos planos do riolito com disjunções em laje.	53
Figura 4.4 – a) Marcas de Bisel paralelas às disjunções em laje (ponto LC11). b) Topo do riolito com disjunções em laje com rugas de fluxo (sentido do fluxo sobrejacente indicado pela seta - ponto LC44).	53
Figura 4.5 – a) Níveis de quartzo dispostos paralelamente às disjunções em laje da rocha (ponto LC10). b) Estereograma de pólos correspondente aos planos das disjunções em laje da litofácies riolito com níveis de quartzo.	55
Figura 4.6 – Riolito com níveis de quartzo com disjunções em laje truncadas (ponto LC 10).	55
Figura 4.7 – Riolito com estrutura de fluxo bandada: a) Detalhe da variação composicional dos níveis (ponto LC01). b) Dobra intrafoliar sem raiz na porção superior da amostra (ponto LC01).	57
Figura 4.8 – Estrutura de fluxo bandada dobrada, sendo que na porção superior esquerda da foto observa-se dobra em cúspide (ponto LC01).	57
Figura 4.9 – a) Estereograma dos pólos correspondentes aos planos da estrutura de fluxo bandada. b) Riolito com estrutura de fluxo bandada dobrada, formando estrutura em “olho”, possível dobra em bainha (ponto LC01). 57	

- Figura 4.10 – Riolito vítreo bandado com bandamento composicional e amígdalas orientadas (ponto LC34).60
- Figura 4.11 – a) Estereograma de pólos correspondentes aos planos das disjunções em laje da litofácies riolito afanítico. b) Riolito afanítico, de textura afanítica hipohialina afírica e estrutura amigdalóide (ponto LC49).60
- Figura 4.12 – a) Amígdalas ovais, achatadas, orientadas conforme planos das disjunções em laje, com formato indicando sentido do fluxo (seta); em destaque, amígdala preenchida por calcedônia botrioidal (ponto LC12). b) Amígdalas ovais e achatadas preenchidas por quartzo (sentido do fluxo indicado pela seta - ponto LC12).60
- Figura 4.13 – Mudança na direção da orientação das amígdalas no riolito hidrotermalizado, indicada pela seta azul. O sentido da seta marca o sentido do fluxo, indicado pela forma das amígdalas.62
- Figura 4.14 – a) Riolito hidrotermalizado com agregados de amígdalas (ponto LC33). b) Agregados de amígdalas achatadas, formando níveis descontínuos (ponto LC33).62
- Figura 4.15 – a) Brecha intrusiva I oligomítica com clastos angulosos de riolito envolvidos por matriz silicática (ponto LC42). b) Brecha intrusiva I oligomítica associada a dique intrudido em riolito com disjunções em laje (ponto LC42).65
- Figura 4.16 – a) Brecha intrusiva I polimítica, com clastos angulosos de riolito com disjunções em laje e riolito afanítico, em meio à matriz silicática (ponto LC54). b) Brecha intrusiva II com matriz formada por riolito hidrotermalizado, que envolve os clastos de riolito com disjunções em laje (ponto LC 32).65
- Figura 4.17 – a) *Pitchstone* com amígdalas milimétricas, elipsoidais, moderadamente achatadas e orientadas (ponto LC33). b) Basalto de textura fanerítica equigranular muito fina ofítica e estrutura maciça (ponto LC08).65
- Figura 4.18 – Diagrama de rosetas para medidas de fraturas sem preenchimento (n=25).67
- Figura 4.19 – a) Zona de cisalhamento em rochas das litofácies riolito maciço e riolito com estrutura de fluxo bandada (ponto LC01). b) Quebramento e fraturamento em zona de cisalhamento (ponto LC01).67
- Figura 4.20 – a) Decomposição esferoidal associada a descontinuidades (ponto LC33) b) veios preenchidos por quartzo, feldspato potássico e argilominerais dispostos concordantemente às disjunções em laje da rocha ou cortando as mesmas, sem direção preferencial (ponto LC20). ..67
- Figura 4.21 – a) Riolito com disjunções em laje sobreposto ao riolito hidrotermalizado, com contato sinuoso (ponto LC 33). b) Presença de veios preenchidos por argilominerais, quartzo e feldspato potássico no

riolito com disjunções em laje próximos ao contato com o riolito hidrotermalizado (ponto LC 33).	70
Figura 4.22 – a) Zonas A, B e C no riolito com disjunções em laje aflorante no ponto LC 11. b) Detalhe da diferença de espaçamento entre as disjunções em laje da zona B (mais cerradas) e C (mais espaçadas) (ponto LC 11).	70
Figura 4.23 – a) Riolito com disjunções em laje verticalizadas (ponto LC16). b) Lobo de riolito afanítico em contato com riolito com disjunções em laje (ponto LC26).....	70
Figura 5.1 - a) Visão geral dos litotipos descritos: microfenocristais de plagioclásio, minerais opacos, matriz quartzo-feldspática e vidro vulcânico com variação de cor (luz natural, amostra LC27-1); b) Microfenocristal de plagioclásio levemente flexionado em meio à matriz vítrea (luz natural, amostra LC25-1). Qz: quartzo; Afs: feldspato alcalino; Pl: plagioclásio; Op: minerais opacos.....	75
Figura 5.2 – a) Microfenocristal de clinopiroxênio cálcico quebrado envolvido pela matriz quartzo-feldspática e por vidro vulcânico (luz natural, amostra LC01-6); b) Quebras perlíticas em vidro vulcânico (luz natural, amostra LC15-1). Qz: quartzo; Afs: feldspato alcalino; Cpx: clinopiroxênio; Op: minerais opacos.	75
Figura 5.3 – Esferulitos constituídos por feldspato alcalino (luz polarizada, amostra LC11-4). Pl: plagioclásio.....	75
Figura 5.4 - a) Textura microporfirítica hipocristalina em riolito maciço (luz natural, amostra LC01-8); b) Textura microporfirítica hipohialina em <i>pitchstone</i> (luz natural, amostra LC33-3). Qz: quartzo; Afs: feldspato alcalino; Pl: plagioclásio; Cpx: clinopiroxênio; Op: minerais opacos.	80
Figura 5.5 – a) Riolito afanítico com bandamento composicional (luz natural, amostra LC28-1); b) Imagem micrográfica obtida em MEV (elétrons secundários) da banda clara (esquerda) e escura (direita) com aspecto granular do bandamento composicional (amostra EA-362). Qz: quartzo; Afs: feldspato alcalino; Pl: plagioclásio; Op: minerais opacos.	80
Figura 5.6 – a) Detalhe do bandamento composicional, com nível escuro (porção vítrea) abaixo e nível claro acima (luz natural, amostra EA-326); b) mesma área do fotomicrografia anterior, observada por catodoluminescência (amostra EA-362). Qz: quartzo; Afs: feldspato alcalino; Pl: plagioclásio;.....	80
Figura 5.7 – a) Estrutura constituída por vidro vulcânico e formato ameboide (luz natural, amostra LC34-3); b) Níveis que compõem o bandamento composicional da litofácies riolito vítreo bandado (luz natural, amostra LC34-3). Pl: plagioclásio.....	81
Figura 5.8 – a) Amígdala oval rotacionada (luz natural, amostra LC34-3); b) Nível preenchido por quartzo com feições intrusivas (luz natural, amostra LC34-3).	81

- Figura 5.9 – a) Níveis de quartzo descontínuos e sinuosos em riolito com níveis de quartzo (luz polarizada, amostra LC10-2). b) Detalhe da matriz silicática, com acamamento composicional (luz natural, amostra LC27-2). Qz: quartzo; Op: minerais opacos.....81
- Figura 6.1 - Classificação dos litotipos descritos no diagrama TAS ((Na₂O+K₂O) vs. SiO₂) de Le Maitre *et al.* (1989) para rochas vulcânicas. Linha tracejada indica o limite de saturação em SiO₂ de MacDonald e Katsura (1964). ..83
- Figura 6.2 - Classificação dos litotipos descritos no diagrama R1-R2 para rochas vulcânicas de De La Roche *et al.* (1980). Símbolos como na Figura 6.1.84
- Figura 6.3 - Caracterização da tendência de diferenciação dos litotipos em estudo, segundo diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971), sendo A = Na₂O+K₂O, F = FeO_(total), M = MgO, expressos em porcentagem peso. Símbolos como na Figura 6.1.....84
- Figura 6.4 – Imagem micrográfica obtida em MEV (elétrons secundários) de cristal piroxênio com Ca em sua composição, com indicação do ponto onde foi realizado a análise por EDS. A direita, gráfico indicando a composição qualitativa do mineral (amostra LC31-1).....87
- Figura 6.5 – Imagem micrográfica obtida em MEV (elétrons secundários) de cristal de pigeonita ou ortopiroxênio, com indicação do ponto onde foi realizado a análise por EDS. A direita, gráfico indicando a composição qualitativa do mineral (amostra LC16-3).....87
- Figura 6.6 – Imagem micrográfica obtida em MEV (elétrons secundários) de cristal de plagioclásio, com indicação do ponto onde foi realizado a análise por EDS. A direita, gráfico indicando a composição qualitativa do mineral, com o pico do Na levemente maior que o do Ca (amostra LC31-1).....87
- Figura 6.7 - Diagramas de variação do tipo Harker, para óxidos maiores, para os litotipos ácidos.88
- Figura 6.8 - Diagramas de variação do tipo Harker, para óxidos maiores, para as amostras do grupo A. Símbolos como na Figura 6.7.....90
- Figura 6.9 - Diagramas de variação do tipo Harker, para óxidos maiores, para as amostras do grupo B. Símbolos como na Figura 6.7.....91
- Figura 6.10 – Diagrama de Nardy *et al.* (2008) para os diferentes subgrupos de rochas do tipo Palmas, com projeção das amostras estudadas, que são classificadas como do tipo Clevelândia.93
- Figura 6.11 – Diagrama de Nardy *et al.* (2008) para os diferentes subgrupos de rochas do tipo Palmas, com projeção das amostras estudadas, que são classificadas como do tipo Clevelândia.93
- Figura 6.12 – Diagramas do tipo Harker para elementos traço petrogenéticos, com a distinção entre os grupos A, B e C. Símbolos como na Figura 6.7.....94

- Figura 6.13 – Diagrama multielementar para elementos traço normalizados pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) para as rochas do tipo Palmas aflorantes na área de estudo. Símbolos de acordo com a Figura 6.7.....95
- Figura 6.14 - Diagrama multielementar para elementos terras raras normalizado pelo condrito de Sun e McDonough (1989) para as rochas do tipo Palmas aflorantes na área de estudo. Símbolos de acordo com a Figura 6.7.97
- Figura 6.15 – Diagrama multielementar para elementos terras raras normalizado pelo condrito de Sun e McDonough (1989) para as rochas do tipo Palmas do grupo A aflorantes na área de estudo. Símbolos de acordo com a Figura 6.7.97
- Figura 6.16 - Diagrama multielementar para elementos terras raras normalizado pelo condrito de Sun e McDonough (1989) para as rochas do tipo Palmas do grupo B aflorantes na área de estudo. Símbolos de acordo com a Figura 6.7.....98
- Figura 6.17 - Diagrama multielementar para elementos terras raras normalizado pelo condrito de Sun e McDonough (1989) para as rochas do tipo Palmas do grupo C aflorantes na área de estudo. Símbolos de acordo com a Figura 6.7.....98

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	CONTEXTUALIZAÇÃO	13
1.2	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	14
1.3	JUSTIFICATIVA	14
1.4	OBJETIVOS	16
2	MATERIAIS E MÉTODOS	17
2.1	AQUISIÇÃO DE DADOS PRELIMINARES	17
2.2	TRABALHOS DE CAMPO	17
2.3	TRATAMENTO DE DADOS ESTRUTURAIS	18
2.4	PETROGRAFIA	18
2.5	GEOQUÍMICA	18
2.6	TRATAMENTO DOS DADOS QUÍMICOS	20
2.7	MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA	20
2.8	CATODOLUMINESCÊNCIA	21
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	22
3.1	GEOLOGIA REGIONAL	22
3.1.1	Província Magmática do Paraná	23
3.1.2	Unidades ácidas	27
3.2	ROCHAS VULCANOGÊNICAS ÁCIDAS	31
3.2.1	Corpos ácidos efusivos	33
3.2.2	Depósitos piroclásticos	35
3.3	CORPOS VULCÂNOGÊNICOS ÁCIDOS DE GRANDE EXTENSÃO	41
3.4	A NATUREZA DAS ROCHAS DO TIPO PALMAS DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ	44
4	GEOLOGIA LOCAL	48
4.1	LITOFÁCIES	51
4.1.1	Riolito maciço	51
4.1.2	Riolito com disjunções em laje	51
4.1.3	Riolito com níveis de quartzo	54
4.1.4	Riolito com estrutura de fluxo bandada	54
4.1.5	Riolito vítreo bandado	58

4.1.6	Riolito afanítico	58
4.1.7	Riolito amigdalóide	59
4.1.8	Riolito hidrotermalizado	59
4.1.9	Brecha intrusiva I	62
4.1.10	Brecha intrusiva II	63
4.1.11	<i>Pitchstone</i>	64
4.1.12	Basalto	64
4.2	GEOLOGIA ESTRUTURAL	66
4.3	RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS	68
5	PETROGRAFIA MICROSCÓPICA	71
5.1	ASSEMBLEIA MINERAL ESSENCIAL	71
5.2	ASSEMBLEIA MINERAL SECUNDÁRIA	72
5.3	FEIÇÕES DE DEVITRIFICAÇÃO	73
5.4	FEIÇÕES TEXTURAIS E ESTRUTURAIS	74
5.4.1	Aspectos texturais	74
5.4.2	Aspectos estruturais	76
5.5	BRECHA INTRUSIVA I	79
6	GEOQUÍMICA	82
6.1	ÓXIDOS MAIORES	82
6.1.1	Diagramas de classificação	82
6.1.2	Litotipos basálticos	85
6.1.3	Litotipos ácidos	85
6.1.4	Diagramas de variação	86
6.2	ELEMENTOS TRAÇO E TERRAS RARAS	92
7	DISCUSSÃO	99
8	CONSIDERAÇÕES FINAIS	114
	REFERÊNCIAS	118
	ANEXOS	124

1 INTRODUÇÃO

1.1 CONTEXTUALIZAÇÃO

A caracterização da real natureza de extensas unidades vulcânicas de composição riolítica ainda é controversa, apesar de, na Província Magmática do Paraná, alguns trabalhos abordarem esta questão já na década de 1980, embora apresentassem outros objetivos.

A dificuldade na classificação destas rochas reside tanto na controvérsia em relação à possibilidade de gênese de grandes derrames riolíticos, quanto na caracterização geralmente pouco precisa dos ignimbritos reomórficos. A última é função da usual perda de texturas piroclásticas durante processos reomórficos, conforme os fragmentos se soldam devido à elevada temperatura do fluxo. Desta forma, rochas formadas a partir de processos piroclásticos podem vir a apresentar feições típicas de litotipos gerados por processos efusivos.

Deve-se considerar, ainda, a possibilidade de mudança de estilo eruptivo durante um mesmo episódio vulcânico, evitando-se a generalização de um único tipo de atividade vulcânica para toda uma província. Assim, cada corpo vulcânico deve ser tratado de maneira individual, a fim de se refinar a compreensão dos processos que deram origem à unidade em questão.

Salienta-se também que a compreensão dos processos reomórficos ainda se encontra em estágio inicial, não havendo consenso entre os autores quanto ao momento em que o reomorfismo ocorre, se antes ou após a deposição do fluxo piroclástico, ou mesmo se ambas as possibilidades são corretas. Desta forma, a incerteza quanto à evolução do processo gerador dos litotipos em questão também dificulta a correta caracterização dos mesmos.

As rochas do tipo Palmas da Província Magmática do Paraná que afloram nas proximidades do município homônimo, no sudoeste do estado do Paraná, têm área aflorante de cerca de 4.000 km² e a definição da sua origem, se efusiva ou piroclástica, ainda é motivo de discussão no meio científico.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo localiza-se na região sudoeste do estado do Paraná, nas proximidades do município de Palmas, a cerca de 380 km de Curitiba. Encontra-se inserida no contexto do Terceiro Planalto Paranaense e compreende as rochas de natureza ácida do tipo Palmas aflorantes na região em questão.

A partir de Curitiba, o acesso principal à área de estudo (Figura 1.1) é feito pela BR-476 (também conhecida como Rodovia do Xisto). Deve-se seguir por esta rodovia por cerca de 220 km, quando, nas proximidades do município de União da Vitória (PR), segue-se pela BR-153 por cerca de 70 km. Vira-se, então, à direita e segue-se pela BR-280, sendo que o acesso à área de estudo ocorre nas proximidades do km 78 desta rodovia.

Além dos pontos contidos na poligonal delimitada para o estudo, foram descritos nove pontos na localidade de Morro Alto, próxima ao município de Manguueirinha (PR). Cerca de 10 km após o entroncamento da PR-449 com a PR-459, segue-se por uma estrada de terra a direita da rodovia, que dá acesso aos afloramentos descritos.

Foram ainda descritos outros quatro afloramentos localizados na BR-280, mas fora da área de foco do estudo, distando cerca de 5 km a leste do limite da poligonal, além de uma pedreira, localizada a cerca de 20 km a oeste da poligonal (coordenadas dos pontos na tabela 1 do anexo 1).

1.3 JUSTIFICATIVA

Os estudos até então realizados acerca dos derrames que compõem a Província Magmática do Paraná geralmente têm como enfoque principal os litotipos básicos, devido à sua maior abrangência. Secundariamente, são estudadas as unidades ácidas, em geral em escalas inferiores a 1:100.000. Neste sentido, é fundamental um trabalho de maior detalhe, visando à obtenção de informações acerca de suas características minerais, texturais e estruturais.

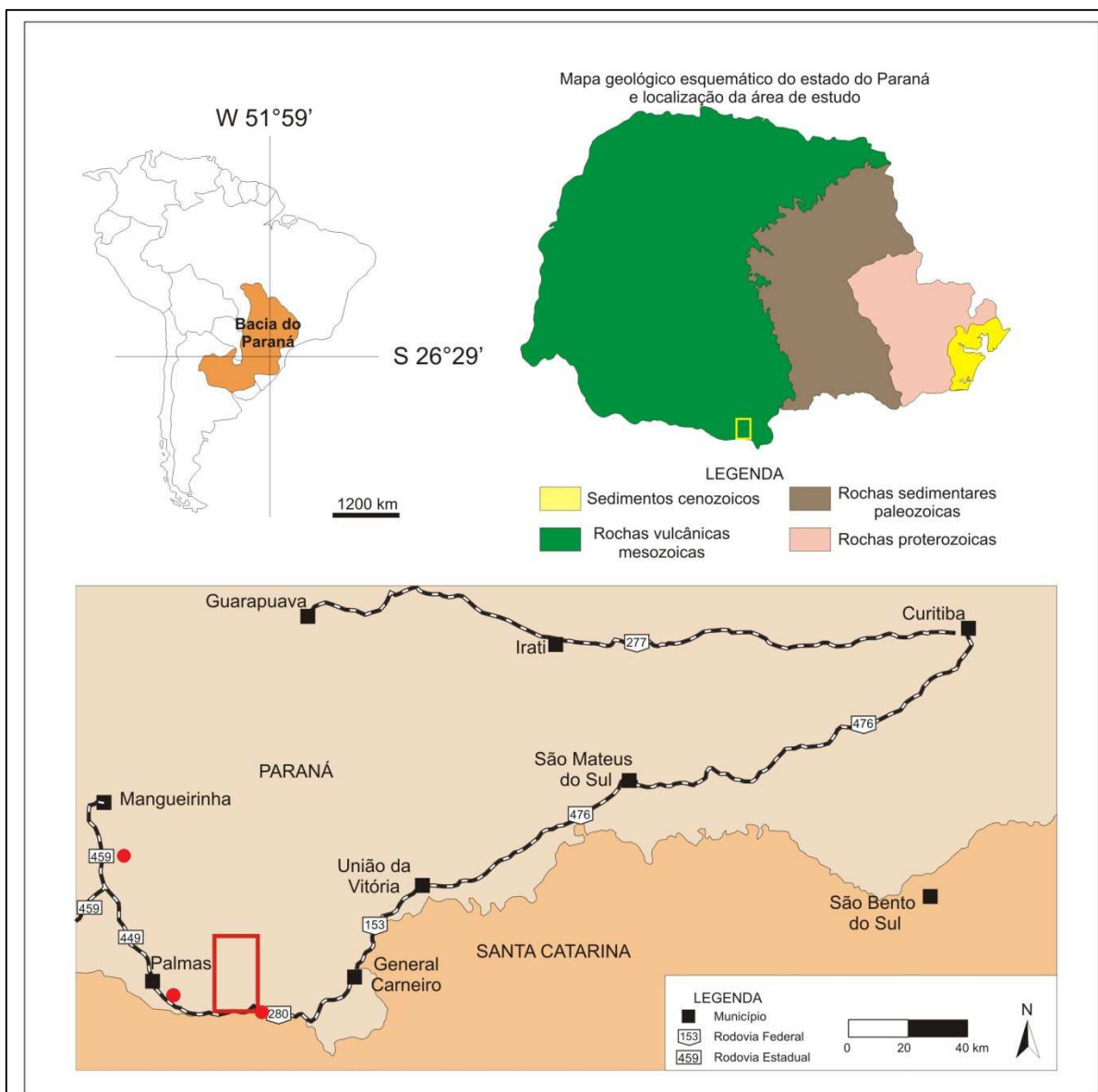


Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo (representada pelo retângulo vermelho), com destaque para as principais vias de acesso. Pontos vermelhos indicam a localização das demais áreas nas quais foram descritos afloramentos (Adaptado de SETR/DER, 2006 e MINEROPAR, 2006).

Observa-se, ainda, uma preferência histórica por trabalhos com abordagem estritamente geoquímica, devido à visão generalista de que, do ponto de vista petrográfico, os litotipos da Província Magmática do Paraná pouco variam. No caso particular das unidades ácidas, é sensível a escassez de trabalhos de caráter descritivo, principalmente de feições texturais e estruturais, indícios fundamentais na caracterização da natureza destas rochas.

Desta forma, este trabalho, que se baseia na caracterização faciológica das rochas ácidas do tipo Palmas, justifica-se pela contribuição ao conhecimento sobre

as rochas ácidas da Província Magmática do Paraná, principalmente no que tange à sua natureza e evolução magmática.

1.4 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho é a definição do modo de colocação das rochas ácidas da Província Magmática do Paraná aflorantes nas proximidades do município de Palmas (PR). Para atingir este objetivo as rochas são separadas em litofácies, de maneira a se definir variações composicionais, texturais e estruturais que auxiliem na caracterização dos processos que geraram estes litotipos. Esta classificação faciológica é baseada em observações de campo, análise de amostras de mão, lâminas delgadas, dados provenientes de análises químicas, microscopia eletrônica de varredura e catodoluminescência.

Como objetivos específicos têm-se: a separação dos litotipos por meio de análise petrográfica, a caracterização geoquímica das litofácies, a avaliação textural por Microscópio Eletrônico de Varredura, a determinação da composição semi-quantitativa por EDS e a definição de variações composicionais do vidro vulcânico por catodoluminescência.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 AQUISIÇÃO DE DADOS PRELIMINARES

Foi realizado reconhecimento preliminar da área em estudo a partir do levantamento de material cartográfico e fotografias aéreas. Para tanto, foram utilizadas bases cartográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) em escala 1:100.000 (folhas Palmas – SG-22-Y-B-II e Herciliópolis – SG-22-Y-B-V), de 1974, e fotografias aéreas na escala 1:25.000 (fotos 40539, 40540, 40541, 40569, 40570, 40571, 40572, 40606, 40607, 40608, 41615, 41617, 41647, 41648, 41649, 41650, 41651) de levantamentos realizados pela empresa Cruzeiro S/A, em 1980, que auxiliaram nas atividades de campo, servindo como guias de acesso, observação e reconhecimento da área.

Além disso, também foi realizada a revisão bibliográfica acerca da Província Magmática do Paraná, em particular sobre as rochas ácidas do tipo Palmas, e sobre processos vulcanogênicos.

2.2 TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo realizados nas proximidades do município de Palmas (PR) tiveram como objetivo a caracterização de feições texturais e estruturais dos litotipos estudados, além da coleta de amostras para análises posteriores. Foram seguidos os procedimentos habituais, como descrição dos litotipos aflorantes e coleta de medidas estruturais. Foram realizadas duas campanhas de campo, sendo a primeira entre os dias 19 e 23 de setembro de 2011, e a segunda campanha, entre os dias 12 e 17 de março de 2012.

No total, foram descritos 54 afloramentos, identificados pela sigla LC (Luanna Chmyz) seguida de um número (de 01 a 54) de acordo com a sequência dos afloramentos e coletadas 134 amostras. Às amostras selecionadas foi acrescido um número de identificação, para casos de afloramentos onde foram coletadas mais de uma amostra. Desta forma, como no ponto LC-20 foram selecionadas seis amostras, as mesmas foram identificadas como LC-20-1, LC-20-2, LC-20-3, LC-20-4, LC-20-5 e LC-20-6, procedimento repetido em todos os afloramentos.

2.3 TRATAMENTO DE DADOS ESTRUTURAIS

Os dados estruturais obtidos em campo, tais como medidas de acamamentos, estruturas de fluxo, fraturas e veios foram organizados em planilhas e posteriormente interpretados com o uso de estereogramas construídos com o auxílio do programa Stereo32, cuja versão não registrada pode ser usada livremente por estudantes ou membros de instituições de ensino para fins não lucrativos.

2.4 PETROGRAFIA

Foram selecionadas amostras para a confecção de lâminas delgadas, visando à descrição de feições texturais e estruturais das rochas. As lâminas foram cedidas pelo Projeto Serra Geral da MINEROPAR (Minerais do Paraná S/A) e confeccionadas pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil, em Porto Alegre (RS). As mesmas foram analisadas no Laboratório de Petrologia e Mineralogia (LAPEMIN), do Departamento de Geologia da UFPR, em microscópio petrográfico binocular de luz transmitida, modelo Olympus BX60. As fotomicrografias foram obtidas com o auxílio de sistema de captura de imagens acoplado ao microscópio Olympus PM20, a partir do *software* Image-Pro Plus. No total foram confeccionadas 58 lâminas a partir de 56 amostras.

2.5 GEOQUÍMICA

Para os estudos geoquímicos foram selecionadas 30 amostras de diferentes litotipos, encaminhadas ao laboratório ACME Analytical Laboratories LTD., no Canadá. Estas amostras foram analisadas por fluorescência de raios X, para determinação de óxidos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$, MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O e P_2O_5) e por Plasma ICP-MS, para elementos traço e terras raras (ETR) (Ba, Ce, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Nb, Nd, Pb, Pr, Rb, Sm, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, Y, Yb e Zr).

As amostras foram previamente limpas, visando à retirada da capa de alteração, quebradas e britadas em moinho de mandíbula, no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR) do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná. Foram selecionados os fragmentos que se apresentavam com o

mínimo de alteração e exclusas porções que apresentassem amígdalas, vesículas ou veios associados. Desta forma, garante-se que os dados químicos obtidos refletem a composição da rocha sã.

O material britado e quarteado foi enviado para o ACME. Foram pulverizados cerca de 250 g de cada uma das amostras até uma granulometria de 200 mesh. Para a análise de fluorescência de raios X, 0,2 g do material pulverizado foi fundido com tetraborato e metaborato de lítio, sendo que o limite inferior de detecção deste método é de 0,01% para os óxidos e de 5 µg/g para o bário, enquanto o limite superior de detecção é de 100% para todas as substâncias analisadas.

Os 27 elementos analisados por Plasma ICP-MS são divididos, pelo laboratório ACME, em dois grupos, conforme o método de abertura utilizado, sendo que a análise de alguns elementos químicos pode ser repetida por diferentes métodos. Neste caso, optou-se por utilizar o grupo que apresentasse limites inferior e superior de detecção mais coerentes para os valores obtidos, ou aquele cujo método de abertura seja o mais adequado para a análise do elemento em questão. Os elementos químicos analisados e seus respectivos grupos e limites inferior e superior de detecção estão sumarizados no Quadro 2.1.

Elemento analisado	Grupo	Limite inferior de detecção (µg/g)	Limite superior de detecção (µg/g)	Elemento analisado	Grupo	Limite inferior de detecção (µg/g)	Limite superior de detecção (µg/g)	Elemento analisado	Grupo	Limite inferior de detecção (µg/g)	Limite superior de detecção (µg/g)
Ba	4B	1	50000	Ho	4B	0,02	10000	Sr	4B	0,5	50000
Ce	1T	0,02	2000	La	1T	0,1	2000	Ta	4B	0,1	50000
Cs	1T	0,1	2000	Lu	4B	0,01	10000	Tb	4B	0,01	10000
Cu	1T	0,02	10000	Nb	1T	0,04	2000	Th	1T	0,1	2000
Dy	4B	0,05	10000	Nd	1T	0,1	2000	Tm	4B	0,01	10000
Er	4B	0,03	10000	Pb	1T	0,02	10000	U	1T	0,1	4000
Eu	4B	0,02	10000	Pr	4B	0,02	10000	Y	1T	0,1	2000
Gd	4B	0,05	10000	Rb	1T	0,1	2000	Yb	4B	0,05	10000
Hf	4B	0,1	10000	Sm	4B	0,05	10000	Zr	4B	0,1	50000

Quadro 2.1 - Elementos químicos analisados por plasma ICP-MS, com seus respectivos grupos e limites de detecção inferior e superior, de acordo com os dados fornecidos pelo Laboratório ACME.

No caso dos elementos analisados por Plasma ICP-MS do grupo 1T, realizou-se a digestão de 0,25 g de amostra pulverizada em quatro ácidos (nítrico, perclórico, fluorídrico e clorídrico), em temperaturas de 260°C. Além disso, a

digestão de alguns elementos (Ba, Ta, Hf e Zr) é somente parcial para determinados óxidos de Al, Fe, Hf, Mn, Sn, Ta e Zr.

A análise dos elementos do grupo 4B envolve a fusão de 0,2 g de amostra pulverizada com metaborato ou tetraborato de lítio e a digestão em ácido nítrico. Além disso, 0,5 g de amostra foram digeridos em água régia, visando à caracterização de metais base.

2.6 TRATAMENTO DOS DADOS QUÍMICOS

Os dados químicos obtidos por fluorescência de raios X foram recalculados para 100% em base anidra, redistribuindo proporcionalmente a porcentagem do LOI (*Loss on Ignition*) entre os óxidos analisados. Estes dados e aqueles referentes aos elementos traço e ETR (obtidos por Plasma ICP-MS) foram tratados e analisados por meio do cálculo da norma CIPW e por diagramas de classificação e diagramas binários de variação. Os diagramas foram construídos no programa para tratamento de dados geoquímicos Igpet.

2.7 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

Foram selecionadas algumas amostras de interesse e analisadas em microscópio eletrônico de varredura (MEV). As análises foram realizadas no Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR-UFPR), no equipamento JEOL, modelo JSM-6010LA InTouchScope™, com aumento de 5 a 300.000 vezes, com EDS (Espectrometria de Energia Dispersiva de raios X) acoplado.

Foram utilizados fragmentos de rocha *in natura* e lâminas delgadas, metalizados com carbono. Realizaram-se análises tanto por emissão de elétrons secundários quanto por elétrons retroespalhados, devidamente registradas por meio de fotomicrografias. Estas imagens auxiliam na caracterização das amostras, no que diz respeito à sua assembleia mineral e à observação de texturas e estruturas vulcanogênicas. Também foi realizada análise química semi-quantitativa com o EDS.

2.8 CATODOLUMINESCÊNCIA

Quatro amostras foram submetidas a ensaios de catodoluminescência (CL), visando à análise do vidro vulcânico e da matriz quartzo-feldspática. O equipamento utilizado foi o CITL Mk5-2 acoplado ao microscópio óptico convencional. A CL envolve a emissão de fótons com comprimentos de onda específicos a partir de um material submetido ao bombardeamento de elétrons de alta energia.

Nos materiais semicondutores, à temperatura de zero Kelvin, todos os elétrons encontram-se na banda de valência. À medida que a temperatura aumenta, os elétrons absorvem energia, passando então para a banda de condução. À “quantidade” de energia necessária para que o elétron efetue essa transição dá-se o nome de *gap* de energia (*band gap*) ou banda proibida.

Se cristais são bombardeados por elétrons com energia suficiente, os elétrons da banda de valência passam à banda de condução. Quando os elétrons ativados tentam retornar para a banda de valência, eles podem ser temporariamente presos (em uma escala de tempo de microssegundos) em armadilhas intrínsecas (defeitos estruturais) ou extrínsecas (impurezas). Se a energia perdida quando os elétrons deixam estas armadilhas for emitida dentro de um intervalo de energia/comprimento de onda adequado, será gerada luminescência. Quando esta resulta de defeitos internos é denominada luminescência intrínseca e, quando de impurezas, luminescência extrínseca.

A última é a fonte mais comum de CL em minerais e em geral relaciona-se à presença de elementos de transição, elementos terras raras e actínídeos. Há algumas categorias de interações que afetam o caráter da CL, dentre elas os denominados elementos ativadores. Estes são elementos traço que substituem outros elementos em estados de valência equivalentes dentro de sítios específicos da estrutura cristalina.

Desta forma, a CL pode ser uma importante ferramenta para determinar a distribuição de elementos traço em certos minerais, a presença de diferentes espécies minerais com pequenas quantidades de traço, áreas recristalizadas de um cristal etc.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia do Paraná (Figura 3.1) é uma sinéclise intracratônica, com área de cerca de 1.200.000 km², ocupando as regiões centro-oeste, sul e sudeste brasileiros e áreas do Paraguai, Uruguai e Argentina (Almeida *et al.* 2000). A bacia possui cerca de 1.750 km de comprimento e largura média de 900 km (Zálan *et al.*, 1990) e encontra-se preenchida por até 6.000 metros de rochas sedimentares e 1.700 metros de rochas vulcânicas, acumuladas entre o final do Ordoviciano e o Cretáceo (Milani e Thomaz Filho, 2000).



Figura 3.1 – Mapa de localização da Bacia do Paraná (Zálan *et al.* 1900).

Estas rochas vulcânicas, de idade mesozoica, são resultado de um dos maiores eventos de magmatismo fissural ocorrido em continente e estão vinculadas aos campos tensoriais e fenômenos endógenos que levaram à desagregação do Pangea (Milani *et al.* 2007). Durante o Juro-Cretáceo, a abertura do Atlântico Sul foi precedida por volumoso magmatismo toleítico nas regiões sul e sudeste do Brasil, originando a Província Magmática do Paraná (Marques e Ernesto, 2004). Esta é constituída por diferentes litotipos, majoritariamente basaltos toleíticos (90% do volume total), além de andesitos toleíticos (7% do volume total) e cerca de 3% de riolitos e riolitos (Bellieni *et al.*, 1986). Dados geocronológicos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de Thiede e Vasconcelos (2010) apontam uma idade de $134,7 \pm 1$ Ma para as rochas constituintes da Província, sugerindo que o evento vulcânico responsável pela sua gênese tenha durado menos de 1,2 Ma.

Ainda hoje, após mais de 100 Ma de retrabalhamento erosivo, cerca de três quartos da área total da Bacia do Paraná encontram-se recobertos por essas rochas ígneas (Milani *et al.*, 2007). Além dos derrames, houve a intrusão de diques e soleiras entre as rochas sedimentares que preenchem a bacia, nas rochas do seu embasamento e também nas próprias rochas extrusivas em questão.

3.1.1 Província Magmática do Paraná

Bellieni *et al.* (1986) e Piccirillo *et al.* (1987, 1988) dividiram a Província Magmática do Paraná em três setores principais, limitados por lineamentos tectônicos (Figura 3.2): Subprovíncia Sul, localizada abaixo do lineamento Rio Uruguai; Subprovíncia Central, que abrange a área compreendida entre os lineamentos Rio Uruguai e Rio Piquiri e Subprovíncia Norte, localizada acima do lineamento Rio Piquiri.

Segundo estes autores, as porções inferiores das sequências vulcânicas da Subprovíncia Sul são constituídas principalmente por lavas de composição básica (basaltos toleíticos), enquanto as porções superiores apresentam caráter ácido (tipo Palmas). Em geral, o topo das sequências é caracterizado pela intercalação de derrames básicos e/ou intermediários. A Subprovíncia Norte é constituída por basaltos toleíticos que, somente no extremo sudeste, são sobrepostos por derrames esparsos de caráter ácido, denominados de tipo Chapecó. A Subprovíncia Central pode ser considerada uma zona de transição entre as duas outras subprovíncias,

devido a apresentar rochas similares àsquelas observadas a norte do Lineamento Piquiri e a sul do Lineamento Uruguai. Nela, são observadas, localmente, tanto rochas ácidas do tipo Chapecó quanto do tipo Palmas.

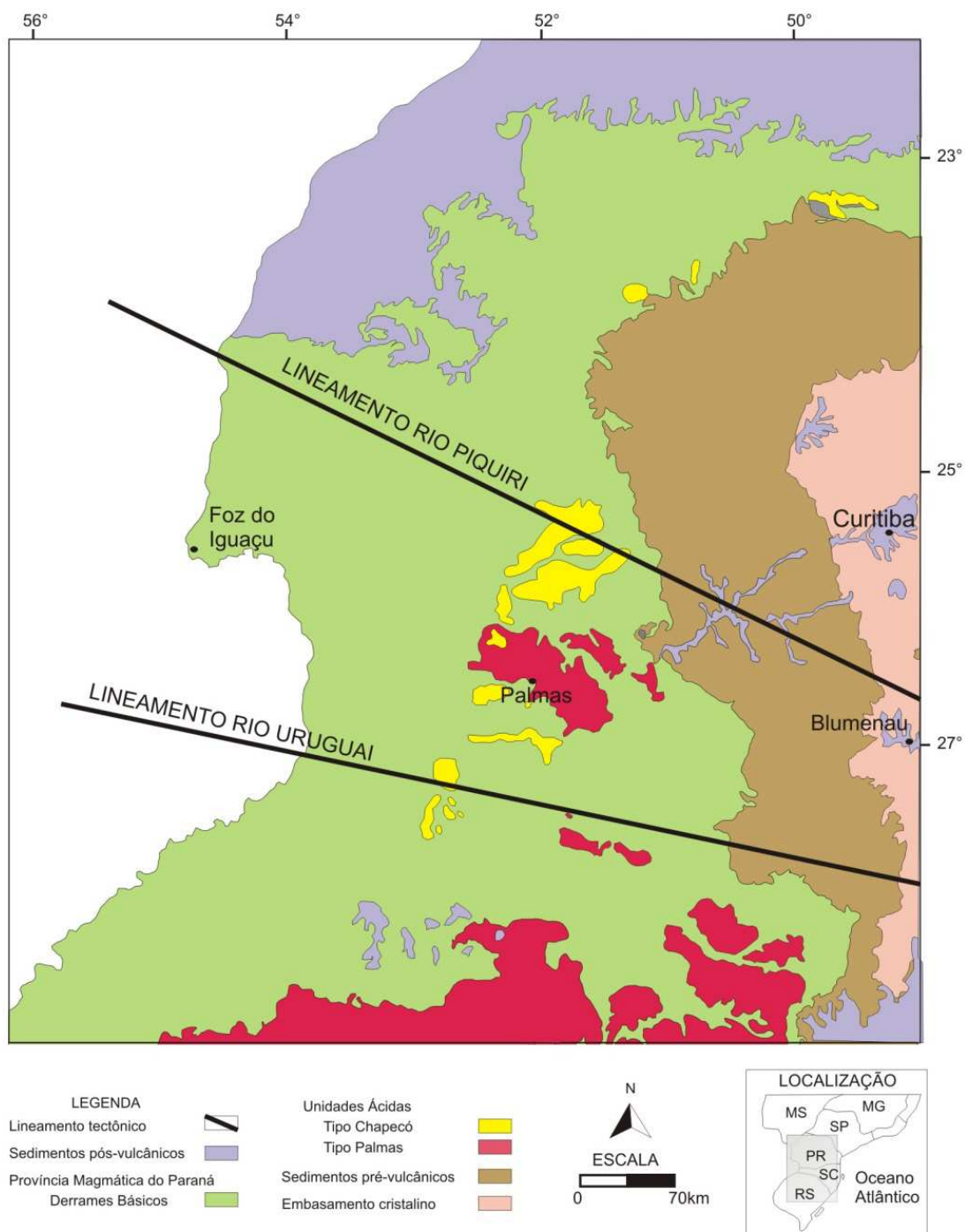


Figura 3.2 – Mapa geológico da região sul do Brasil, com destaque para a localização dos lineamentos tectônicos que dividem a Província Magmática do Paraná. Adaptado de Bellieni *et al.* (1986), Peate *et al.* (1992) e Nardy *et al.* (2002).

Piccirillo e Melfi (1988), com base em análises químicas, distinguiram duas suítes toleíticas principais em função do teor de TiO_2 . (1) suíte de baixo TiO_2 (< 2% em porcentagem peso), caracterizada também pelo empobrecimento em P, Sr, Ba, La, Ce, Zr e Y, típica da Subprovíncia Sul, e constituída por basaltos de baixo TiO_2 e pelos litotipos ácidos do tipo Palmas; (2) suíte de alto TiO_2 (> 2% em porcentagem peso), caracterizada pelo enriquecimento em elementos incompatíveis (Rb, Th e U) e maior razão álcalis/sílica, relacionada à Subprovíncia Norte, caracterizada por basaltos de alto TiO_2 e pelas rochas ácidas do tipo Chapecó.

Segundo Piccirillo *et al.* (1988), é notável o caráter bimodal das rochas que constituem a Província Magmática do Paraná, dada a escassez de litotipos de caráter intermediário, com porcentagens de sílica entre 55-63%. A maior parte dos litotipos intermediários pertencem à suíte de baixo TiO_2 e encontram-se inseridas na Subprovíncia Sul, estando ausentes a norte do Lineamento Uruguai.

Com base nas porcentagens e razões de elementos maiores e traço, Peate *et al.* (1992) dividiram as rochas básicas da província em seis tipos geoquímicos (Quadro 3.1). Destes seis, três são de baixo TiO_2 (Gramado, Esmeralda e Ribeira) e os outros três, de alto TiO_2 (Urubici, Pitanga e Paranapanema). As rochas do tipo Urubici, Gramado e Esmeralda afloram majoritariamente no sul da bacia (a sul do paralelo 29°S), enquanto as dos tipos Pitanga, Paranapanema e Ribeira predominam nas porções ao norte.

As rochas de alto TiO_2 tipo Pitanga e tipo Urubici, quando comparadas às demais, apresentam os maiores conteúdos em TiO_2 (geralmente superiores a 3%) e elementos traço incompatíveis (exceto para LILE – *Large Ion Lithophile Elements*), além de assinaturas semelhantes de outros elementos traço. Diferem entre si pela concentração de Sr e $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$, respectivamente superior a 550 ppm e inferior a 14,5% para as rochas Urubici. Já as do tipo Paranapanema, quando aflorantes na Subprovíncia Central, apresentam geralmente porcentagens intermediárias de TiO_2 , o que ratifica o caráter transicional desta subprovíncia, conforme definido por Piccirillo *et al.* (1988).

As rochas do tipo Esmeralda e Gramado são, quando comparadas às de alto TiO_2 , enriquecidas em LILE em relação a HFSE (*High Field Strength Elements*) e elementos terras raras leves, além de anomalias negativas de Ti, P e Sr. Quando com conteúdo de MgO semelhantes, as rochas do tipo Esmeralda possuem porcentagens de TiO_2 e $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$ mais elevadas e SiO_2 inferior às do tipo Gramado.

Além disso, diferenciam-se entre si pelas razões Ti/Zr, superiores a 60 para o Esmeralda e inferiores a este mesmo valor no tipo Gramado.

	Baixo TiO ₂			Alto TiO ₂		
	Gramado	Esmeralda	Ribeira	Urubici	Pitanga	Paranapanema
SiO ₂ (%)	49-60	48-55	49-52	>49	>47	48-53
TiO ₂ (%)	0,7-2,0	1,1-2,3	1,5-2,3	>3,3	>2,8	1,7-3,2
P ₂ O ₅ (%)	0,05-0,4	0,1-0,35	0,15-0,50	>0,45	>0,35	0,2-0,8
Fe ₂ O _{3(t)} (%)	9-16	12-17	12-16	<14,5	12,5-18	12,5-17
Sr(ppm)	140-400	<250	200-375	>550	>350	200-450
Ba(ppm)	100-700	90-400	200-600	>500	>200	200-650
Zr (ppm)	65-275	65-210	100-200	>250	>200	120-250
Ti/Zr	<70	>60	>65	>57	>60	>65
Ti/Y	<330	<330	>300	>500	>350	>350
Zr:Y	3,5-6,5	2,0-5,0	3,5-7,0	>6,5	>5,5	4,0-7,0
Sr:Y	<13	<9	5-17	>14	>8	4,5-15
Ba:Y	<19	<12	6-19	>14	>9	5-19

Quadro 3.1 – Caracterização geoquímica dos tipos de rochas básicos propostos por Peate *et al.* (1992).

O tipo Ribeira, apesar de assemelhar-se em alguns aspectos ao tipo Esmeralda (porcentagens de TiO₂ e Fe₂O_{3(total)} relativamente elevadas, Ti/Zr>60 e menor SiO₂ para o mesmo conteúdo em MgO), apresenta uma assinatura para elementos traço contrastante à das demais rochas de baixo TiO₂, assemelhando-se aos padrões com alto TiO₂, em particular ao Paranapanema.

Conforme similaridades observadas na distribuição de elementos traço (razões Ti/Y e Rb/Ba) e em padrões isotópicos, os autores agruparam estes seis tipos de rochas em dois grupos principais. O primeiro é formado pelas rochas do tipo Gramado e Esmeralda, aflorantes na porção sul da Bacia do Paraná, ambos de baixo TiO₂. O segundo grupo, aflorante na porção norte da bacia, é constituído pelos três tipos de alto TiO₂ e pelo tipo Ribeira. Desta forma, os autores consideram a possibilidade de todos os tipos de rocha pertencentes a um determinado grupo terem sido gerados a partir de uma mesma fonte mantélica ou por um mesmo processo genético.

Os autores, então, utilizando-se de dados de furos de sondagem e de seções geológicas, propõem uma estratigrafia interna para a sequência de derrames, conforme a sua assinatura geoquímica. Além disso, constatou-se uma

superposição das unidades com mergulho para o norte, o que indicaria uma migração do vulcanismo da região central da bacia para a direção norte.

Com base nesta classificação e comparações com rochas correlatas em Etendeka, na África, os autores propõem para o conjunto de rochas a denominação Província Magmática Paraná-Etendeka.

3.1.2 Unidades ácidas

Segundo dados de Nardy *et al.* (2002), as rochas ácidas do tipo Palmas e Chapecó recobrem cerca de 5% da superfície formada pelos derrames da Província Magmática do Paraná, algo ao redor de 64.000 km² e, considerando o volume total de lavas da província, 2,5% do volume total correspondem às rochas do tipo Palmas e 0,5% às rochas do tipo Chapecó.

Os autores afirmam que estas rochas ocorrem associadas a extensos platôs, em altos topográficos, com pequena cobertura vegetal, que se destacam em imagens de satélite e imagens de radar. Elas encontram-se sobrepostas às unidades básicas, caracterizando o topo da sequência vulcânica. Somente na região de Xavantes (SP), os derrames ácidos assentam-se diretamente sobre os arenitos da Fm. Botucatu (Santori e Maciel Filho, 1983 e Raposo, 1987).

Melfi *et al.* (1988) descrevem as rochas do tipo Palmas como geralmente afíricas a subafíricas, podendo apresentar, quando alteradas, textura “sal e pimenta”. Em contrapartida, os litotipos do tipo Chapecó são frequentemente porfiríticos (com fenocristais de plagioclásio de granulometria superior a 20 mm). Desta maneira, conforme os autores, as duas tipologias ácidas que compõem a Província Magmática do Paraná podem ser facilmente diferenciadas, mesmo em campo.

Nardy *et al.* (1993) afirmam que, petrograficamente, as rochas do tipo Palmas apresentam textura microporfirítica e que são constituídas por feno e microfenocristais de plagioclásio (An 40-65, cerca de 26% do volume total da rocha), até 12% de augita (Wo 32-37), até 7% de hiperstênio (Wo 4) e até 4,5% de pigeonita (Wo 9), envolvidos por matriz formada essencialmente por quartzo e feldspato microcristalinos ou em intercrescimento micrográfico, representando cerca de 72% do volume total da rocha. Também afirmam que de 2 a 3% dos fenocristais de plagioclásio mostram bordas corroídas, evidenciando processos de absorção pelo líquido que originou a matriz.

Já as rochas ácidas do tipo Chapecó, segundo os mesmos autores, apresentam macro a mesofenocristais de plagioclásio (An 36-48, até 24% do volume total da rocha), até 8% de augita (Wo 33), 3 % de pigeonita (Wo 9), envolvidos por matriz semivítrea a microcristalina, que representa até 84% do volume total da rocha, sendo constituída por piroxênios e material quartzo-feldspático, exibindo localmente intercrescimento micrográfico.

Segundo Piccirillo *et al.* (1988), a frequência de distribuição de elementos químicos mostra que a maior parte das rochas ácidas do tipo Chapecó apresenta elevados teores de Ba (> 900 ppm), La (> 80 ppm), Ce (> 150 ppm), P_2O_5 (> 0,30% em peso) e Zr (> 450 ppm) e baixas concentrações de Rb (< 150 ppm), Th (9,77 ppm) e U (2,62 ppm) quando comparadas às rochas ácidas do tipo Palmas (Th = 14,88 ppm, U = 4,65 ppm). As rochas do tipo Palmas, aflorantes nas subprovíncias central e sul, têm conteúdos semelhantes de elementos maiores e traço, enquanto as do tipo Chapecó da Subprovíncia Norte são enriquecidas em Rb e Ba quando comparadas às da Subprovíncia Central. Os autores atribuem as variações observadas nos padrões de distribuição de elementos maiores e traço à participação de importantes processos de contaminação crustal na gênese destas rochas.

Garland *et al.* (1995) afirmam que as rochas do tipo Chapecó possuem teores mais elevados em HFSE (como Zr, Nb, Ti, P, Ta e Hf) que aquelas do tipo Palmas, com pouco ou nenhuma sobreposição de valores. Isto indicaria, segundo os autores, que as duas tipologias teriam sido derivadas de magmas parentais distintos. Os padrões de distribuição de elementos terras raras (ETR) também podem ser utilizados para distinguir as rochas ácidas da Província Magmática do Paraná, uma vez que aquelas pertencentes ao tipo Chapecó apresentam maior abundância em ETR leves e razão Ce/Yb maior que as do tipo Palmas. Estas, por sua vez, caracterizam-se por forte anomalia negativa em Eu, indicativa de fracionamento de plagioclásio.

Peate *et al.* (1992) propõem a subdivisão dos riolitos do tipo Palmas em dois subgrupos, conforme suas características geoquímicas. O primeiro, denominado Santa Maria, é caracterizado por alto teor de SiO_2 e Rb/Sr (>1,8), baixas razões Ti/Zr (<16) e razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,723-0,728) mais elevadas que as apresentadas pelo segundo e mais representativo subgrupo dos riolitos do tipo Palmas, denominado Caxias do Sul ($^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0,718-0,722). Garland *et al.* (1995) caracterizam alguns litotipos ácidos do tipo Palmas, que possuem conteúdos de TiO_2 , P_2O_5 e Cu

superiores àqueles das rochas dos subtipos Caxias do Sul e Santa Maria, como pertencentes a um terceiro subgrupo, denominado Anita Garibaldi.

Nardy *et al.* (2008) dividem os riolitos do tipo Palmas em dois grandes grupos conforme o conteúdo de TiO_2 e, além de incorporarem os subtipos previamente definidos por Peate *et al.* (1992) e Garland *et al.* (1995), propõem novos subgrupos. O primeiro grande grupo, com baixo TiO_2 ($\text{TiO}_2 \leq 0,87\%$), é formado pelos subgrupos Santa Maria ($\text{P}_2\text{O}_5 \leq 0,21\%$) e Clevelândia ($0,21\% < \text{P}_2\text{O}_5 \leq 0,23\%$). Segundo Nardy *et al.* (2008), as rochas do subtipo Clevelândia apresentam concentrações levemente inferiores de Th, U, Ti, Yb e Lu em comparação àquelas de Santa Maria. O grupo com alto TiO_2 ($\text{TiO}_2 \geq 0,90\%$) é representado pelos subtipos Caxias do Sul ($0,91\% < \text{TiO}_2 < 1,03\%$ e $0,25\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,28\%$), Anita Garibaldi ($1,06\% < \text{TiO}_2 < 1,25\%$ e $0,32\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,36\%$) e Jacuí ($1,05\% < \text{TiO}_2 < 1,16\%$ e $0,28\% < \text{P}_2\text{O}_5 < 0,31\%$).

Os autores definiram, ainda, que as rochas do tipo Palmas com baixo TiO_2 são mais enriquecidas em sílica (69,56% a 70,28%) que aquelas com alto TiO_2 (63,83% a 69,56%). As rochas de baixo TiO_2 apresentam também as maiores concentrações de elementos traço incompatíveis, com exceção do Sr, P e Ti. Por outro lado, o grupo com alto TiO_2 tem maior razão La/Lu (6,99) do que aquele com baixo TiO_2 (5,88).

No tocante às rochas ácidas do tipo Chapecó, Peate *et al.* (1992) propõem a subdivisão desta unidade nos subgrupos Ourinhos e Guarapuava. O primeiro, aflorante na Subprovincia Norte, apresenta maiores teores de SiO_2 e LILE, menor conteúdo de HFSE e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais elevadas (0,7076-0,7080) que as rochas do tipo Guarapuava, aflorantes na Subprovincia Central ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7056-0,7059$).

Nardy *et al.* (2008), com base em seções colunares descritas na porção sul da Bacia do Paraná, estabelecem relações geoquímicas estratigráficas entre os quatro subgrupos presentes no Membro Palmas. Conforme estes dados, as rochas do tipo Caxias do Sul são descritas sempre nas porções inferiores das seções, enquanto as do tipo Jacuí ocorrem próximas ao topo ou na base da primeira. Sobrepostas a elas, ocorrem as do tipo Anita Garibaldi e as do tipo Santa Maria, sem ser possível definir relações de contato entre as mesmas.

Os autores também citam que os tipos Caxias do Sul, Jacuí e Santa Maria não ocorrem na porção central da Bacia do Paraná, situada entre os alinhamentos dos rios Piquiri e Uruguai, sendo ali reconhecidos apenas os subgrupos Clevelândia e Anita Garibaldi, encontrados sobrepostos diretamente aos basaltos. Segundo os

autores, tais aspectos indicam que os vários tipos e subtipos de rochas vulcânicas ácidas correspondem, de fato, a diferentes magmas-tipo e que o magmatismo se deu de forma assíncrona, gerando unidades de natureza diacrônica.

Bellieni *et al.* (1986), a partir de dados petrológicos e isotópicos, consideram a possibilidade de que a gênese das rochas do tipo Palmas e Chapecó esteja associada aos basaltos de baixo e alto TiO_2 , respectivamente, por processos de cristalização fracionada acompanhada de diferentes taxas de contaminação crustal. No entanto, esta hipótese não explica a escassez de litotipos de caráter intermediário na província, nem mesmo a distribuição das rochas ácidas nas proximidades da margem continental. Os autores propõem, então, que processos de fusão de material básico da crosta inferior (granulitos máficos ou basaltos *underplated* de alto e baixo TiO_2) seriam responsáveis pela origem destas rochas, podendo haver cristalização fracionada associada. Desta forma, estes magmas ácidos teriam sido gerados durante o adelgaçamento crustal que precedeu a separação do Gondwana.

Garland *et al.* (1995) propõem como modelo petrogenético para as rochas do tipo Chapecó a fusão parcial de basaltos do tipo Pitanga em uma taxa de cerca de 30%. Já para os riolitos do tipo Palmas, as razões entre elementos incompatíveis (Zr e Hf) do magma tipo Gramado e dos riolitos em questão caracterizam um *trend* consideravelmente contínuo. Desta maneira, os autores consideram que os riolitos do tipo Palmas tenham sido formados a partir de processos de cristalização fracionada associada a uma mudança de assembleia fracionante (relacionada ao *gap* de sílica). No entanto, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ destas rochas ácidas são mais elevadas que aquelas dos basaltos do tipo Gramado (0,714-0,728 e 0,708-0,714, respectivamente), sendo que os autores consideram que ocorreram processos de assimilação crustal durante a gênese das rochas do tipo Palmas.

No entanto, Harris e Milner (1997) afirmam que a proposta de Garland *et al.* (1995) não justifica os elevados valores de $\delta^{18}\text{O}$ observados nos riolitos do tipo Palmas, considerando a fusão parcial da crosta pré-mesozoica como sendo o processo genético mais coerente para estes litotipos.

Dados de U-Pb em baddeleyita/zircão obtidos por Janasi *et al.* (2011) em dacitos hipocristalinos do tipo Chapecó, aflorantes em Ourinhos (SP), indicam uma idade de $134,3 \pm 0,8$ Ma. Este dado é coerente com datações por K-Ar obtidas por

Piccirillo *et al.* (1987) que, apesar de menos precisas, indicam idades de 133 ± 6 e 134 ± 6 Ma para os dacitos do subgrupo Ourinhos.

Tendo em vista as relações estratigráficas da PMP, espera-se que os basaltos de baixo titânio e as rochas do tipo Palmas sejam mais antigos que as do tipo Chapecó. Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dos basaltos do tipo Gramado e Esmeralda obtidas por Renne *et al.* (1992) e Thiede e Vasconcelos (2010) indicam idades de $134,1 - 134,8$ Ma para essas rochas. A sobreposição destes valores com os obtidos por Janasi *et al.* (2011) é, segundo estes autores, consistente com a ideia de que os basaltos (e consequentemente as rochas do tipo Palmas sobrejacentes) se formaram em um curto período de tempo (cerca de 1 Ma).

3.2 ROCHAS VULCANOGÊNICAS ÁCIDAS

As manifestações de atividades vulcânicas assumem diferentes formas, variando de calmos fluxos de lava até eventos violentamente explosivos. Os principais fatores que definem as características destes fenômenos são a viscosidade e o conteúdo de voláteis do magma.

A viscosidade é função, principalmente, da temperatura e da composição do magma. Desta forma, conforme a temperatura do líquido em questão diminui, sua viscosidade aumenta, enquanto que materiais líquidos ricos em SiO_2 , por apresentarem um elevado grau de polimerização, têm uma menor capacidade em fluir.

Os voláteis afetam a capacidade do magma em fluir de duas maneiras diferentes. Quando dissolvida no líquido magmático, a água diminui a polimerização entre os tetraedros de sílica, tornando o magma mais fluido. Em contrapartida, a presença de voláteis exsolvidos no magma na forma de bolhas diminui a capacidade do mesmo em fluir, devido ao aumento da resistência ao fluxo, de maneira a aumentar a viscosidade efetiva do líquido.

A quantidade de voláteis que se encontra dissolvida no magma, por sua vez, aumenta com o aumento de pressão. Desta forma, conforme o magma ascende em direção à superfície, a queda de pressão diminui a solubilidade de componentes voláteis no líquido, o que leva a exsolução destas substâncias, formando bolhas. Estas tendem a aumentar de volume com a contínua queda de pressão (Figura 3.3). Segundo Wallace e Anderson Jr. (2000), em condições de pressão de 1 atm, uma

quantidade de água exsolvida equivalente a 0,1% da massa total do magma é suficiente para produzir um material com cerca de 90% do seu volume constituído por bolhas. Desta forma, próximo à superfície, ocorre uma grande expansão do magma resultado da exsolução de voláteis, agindo como força motriz para as erupções vulcânicas. Dependendo da intensidade desta expansão, é possível que a mesma resulte na desestabilização do conduto e/ou edifício vulcânico, gerando uma explosão de magnitude variável.

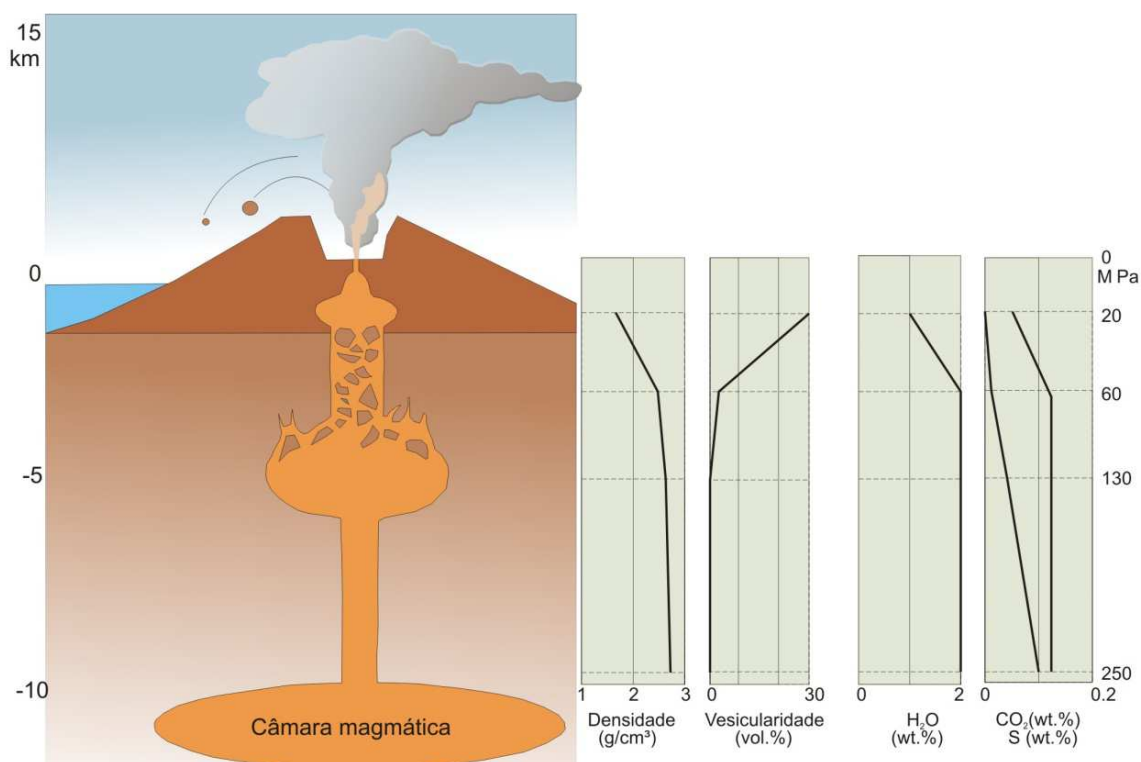


Figura 3.3 - Seção Esquemática do Vulcão Miyakejima e as variações na densidade do magma, vesicularidade e concentração de fase vapor conforme a variação na pressão e profundidade (Fonte: adaptado de Schmincke, 2004).

Assim, o elevado grau de polimerização entre os tetraedros de sílica presentes em lavas riolíticas, associado à grande quantidade de voláteis em sua composição, possibilita que condutos vulcânicos relacionados a magmas ácidos entrem em atividade de maneira explosiva, dando origem a depósitos vulcanoclásticos. Segundo Gill (2010), apesar de lavas riolíticas geralmente entrarem em erupção de maneira explosiva, caso a mesma apresente um conteúdo relativamente baixo em voláteis, ela dará origem a uma fase vulcânica efusiva, gerando corpos de pequena expressão areal (dada a elevada viscosidade da lava).

3.2.1 Corpos ácidos efusivos

Segundo Cas e Wright (1995), a maior parte das lavas ácidas a atingir a superfície, o faz a partir de um conduto geralmente de forma circular, que apresenta uma superfície de resfriamento sobre as rochas encaixantes, consideravelmente, inferior àquela observada em situações de vulcanismo do tipo fissural. Devido à sua elevada viscosidade, lavas riolíticas dificilmente escoam na superfície por distâncias superiores a alguns poucos quilômetros.

Conforme seu formato, estes corpos são classificados, em termos gerais, em domos e *coulées* (Figura 3.4). Domos possuem, em planta, forma circular e uma pequena superfície areal. Segundo Jerram e Petford (2011), as razões altura/diâmetro destes corpos estão entre 0,5-0,3, sendo que os mesmos podem colapsar durante os processos de inflamento, gerando fluxos piroclásticos. *Coulées*, por sua vez, são gerados a partir de fluxos assimétricos, ou seja, que se concentram em apenas um lado do cone vulcânico, adquirindo formas alongadas em planta. São extrusões que apresentam aspectos semelhantes a derrames, devido ao extravasamento por distâncias relativamente maiores em relação ao conduto, apesar de ainda bastante inferiores àquelas observadas em corpos de natureza básica (Fink e Anderson, 2000).

Segundo Cas e Wright (1995), uma variedade de litotipos e feições texturais pode ser observada em fluxos de lava riolítica, dentre as quais se destacam a presença de obsidiana, níveis de esferulitos, horizontes de riolito, horizontes pumíceos e perlitos (este último no caso de lavas nas quais o vidro encontra-se hidratado). A obsidiana por vezes ocorre como camadas delgadas e acamadadas (frequentemente dobradas), geralmente na forma de lentes ou intercaladas a outros litotipos. Comumente, a obsidiana forma uma fina camada vítrea ao redor de fluxos riolíticos, com espessuras na ordem de 10 m na porção superior e frontal do fluxo e na forma de camadas mais finas ao longo de sua base (Figura 3.5). O principal componente da maioria dos fluxos riolíticos, especialmente domos, é o riolito acamadado. O mesmo é formado pela cristalização da lava após sua erupção, tanto durante quanto logo após o escoamento do líquido, gerando uma rocha de granulação muito fina ou fina.

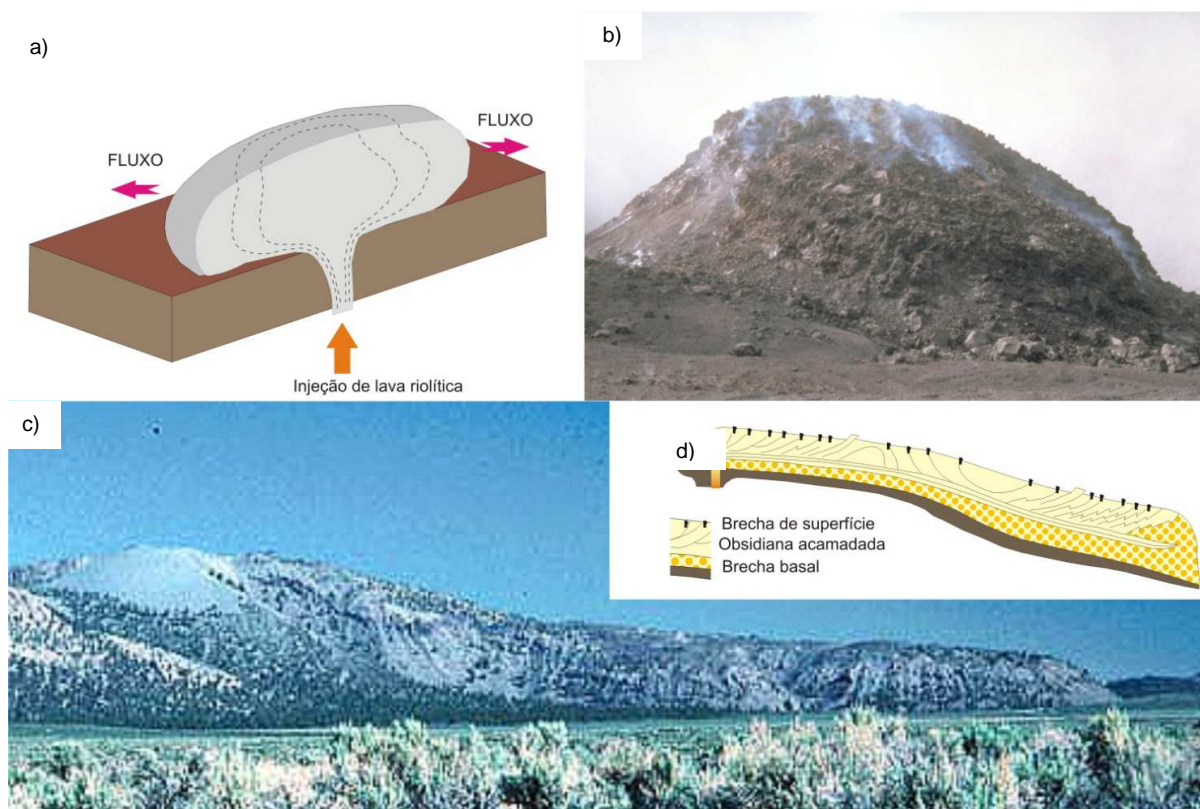


Figura 3.4 – Formas de corpos efusivos gerados a partir da solidificação/cristalização de lavas riolíticas: a) Figura esquemática da geração de domos a partir de injeção de lava riolítica (Fonte: adaptado de Cas e Wright, 1995); b) Domo de composição dacítica gerado durante a erupção do Monte Santa Helena, em 1980 (Fonte: Gill, 2010); c) *Coulée* félsico em Mono Craters, Califórnia (Fonte: Camp, 2011); d) Seção esquemática de um *coulée* (Fonte: adaptado de Cas e Wright, 1995).

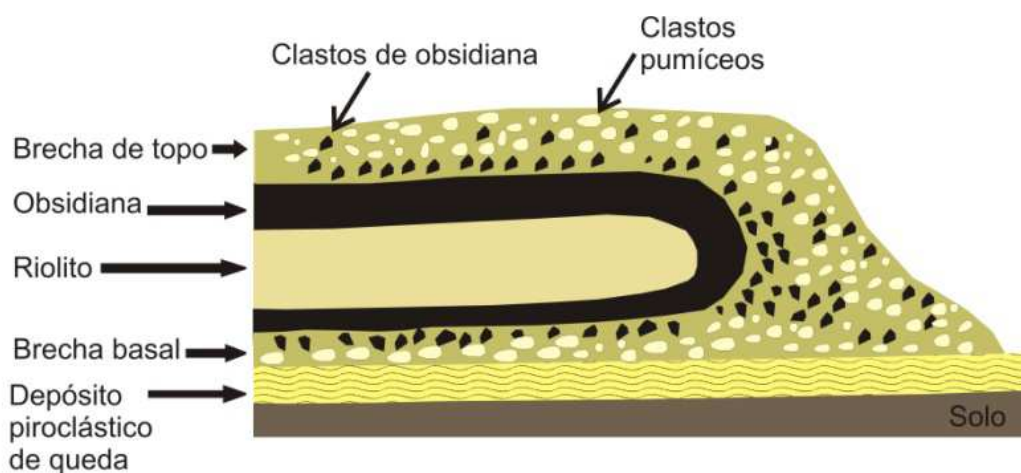


Figura 3.5 - Seção esquemática mostrando a distribuição de litotipos em uma unidade riolítica efusiva (Fonte: adaptado de Cas e Wright, 1995).

3.2.2 Depósitos piroclásticos

Depósitos piroclásticos são formados diretamente a partir da fragmentação de magma ou rocha por meio de atividades vulcânicas explosivas. Eles podem ser agrupados geneticamente em depósitos piroclásticos de queda, fluxo ou *base surge* (Figura 3.6), de acordo com o seu modo de transporte e deposição.

A gênese dos três relaciona-se aos processos de evolução da nuvem de fragmentos (também denominada coluna de erupção) gerada durante a explosão, uma coluna constituída por tefra e gases que ascende pela atmosfera. Conforme esta pluma expande, fragmentos deixam de ser sustentados pela mesma, devido à ação da gravidade, depositando-se na superfície, formando os depósitos piroclásticos de queda. Geralmente após o clímax da explosão, porções da nuvem de fragmentos podem se tornar mais densas que o ar, ocasionando o colapso da mesma, formando depósitos de fluxo piroclástico. Depósitos piroclásticos de *base surge* são formados também a partir de fluxos, no entanto estes apresentam baixa concentração de partículas, geralmente com caráter turbulento, enquanto aqueles responsáveis pela gênese de depósitos piroclásticos de fluxo propriamente ditos associam-se a fluxos de alta densidade e de natureza laminar.

O colapso de colunas de erupção do tipo pliniana pode gerar fluxos piroclásticos que, ao se depositarem, formam unidades constituídas por cinza e púmice, denominadas de ignimbritos. O termo em questão foi primeiramente usado por Marshall (1935 *apud* Cas e Wright, 1995) de maneira pouco precisa. Por vezes, o autor o utiliza de maneira descritiva, para caracterizar tufo soldados e, em outras, com conotação genética, ao se referir a depósitos formados por fluxos piroclásticos. A definição aqui adotada é aquela de Cas e Wright (1995), segundo a qual ignimbrito é uma rocha ou depósito formado a partir de fluxos piroclásticos pumíceos, independente do seu grau de soldamento. Trata-se, portanto, de um sinônimo para “depósito de fluxo pumíceo”.

Conforme Freundt *et al.* (2000), como a movimentação de fluxos piroclásticos densos é controlada pela gravidade, os depósitos gerados preenchem preferencialmente o fundo de bacias e canais (Figura 3.7). Este controle topográfico pode ser observado na distribuição espacial dos depósitos ignimbriticos, os quais geralmente apresentam grandes espessuras no interior de vales e gradam para depósitos delgados ou mesmo desaparecem em altos topográficos. No entanto,

grandes depósitos ignimbríticos podem ter camadas tão espessas a ponto de cobrir completamente a topografia pré-erupção. Muitos ignimbritos são gerados por correntes piroclásticas capazes de superar grandes barreiras topográficas localizadas a até dez quilômetros de distância do conduto.

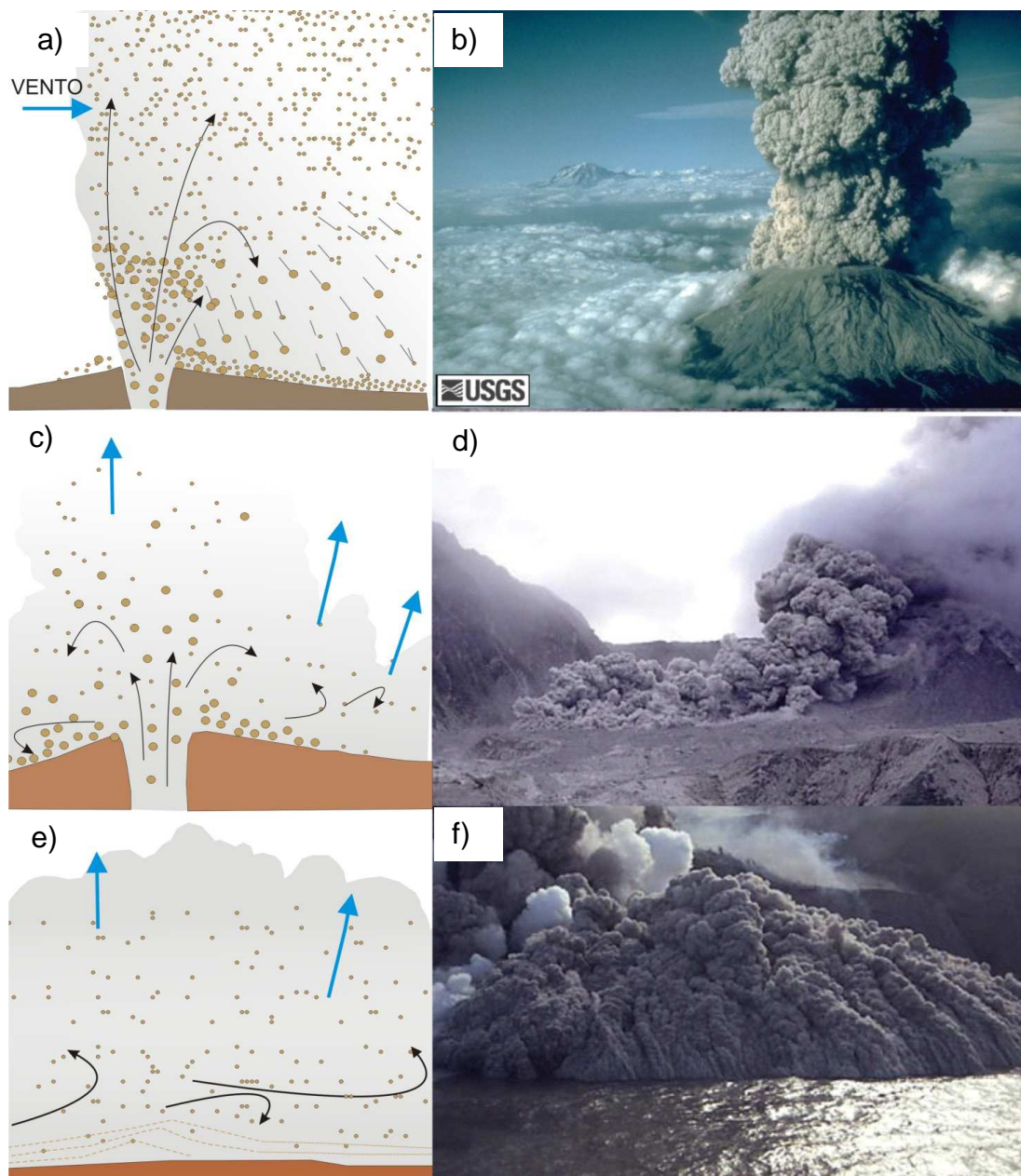


Figura 3.6 – Processos formadores de depósitos piroclásticos: a) Modelo esquemático da formação de depósitos piroclásticos de queda (Fonte: adaptado de Cas e Wright, 1995); b) Nuvem de fragmentos gerada durante a erupção do Monte St. Helena em 1980 (Fonte: USGS, 2011); c) Modelo esquemático da formação de depósitos de fluxo piroclástico (Fonte: adaptado de Cas e Wright, 1995); d) Fluxo piroclástico formado durante a erupção do vulcão Soufrière Hills em 1997, na ilha caribenha de Montserrat (Fonte: NRCAN, 2011); e) Modelo esquemático da formação de depósitos piroclásticos de *base surge* (Fonte: adaptado de Cas e Wright, 1995); f) *Base surge* piroclástica formada durante a erupção do vulcão Soufrière Hills em 1997, na ilha caribenha de Montserrat (Fonte: NRCAN, 2011).



Figura 3.7 – Distribuição espacial de depósitos ignimbríticos conforme a topografia do terreno e capacidade do fluxo piroclástico (Fonte: adaptado de Jerram e Petford, 2011).

Como já mencionado, em contraposição à proposta de Marshall (1935), Cas e Wright (1995) afirmam que ignimbritos podem ou não ser soldados, sendo que, para Freundt *et al.* (2000), o soldamento envolve a coesão, deformação e eventual coalescência de piroclastos em altas temperaturas, sob estresse.

Andrews e Branney (2005) afirmam que em alguns eventos eruptivos de elevadas temperaturas, os piroclastos podem se fundir e, se houver calor suficiente, o depósito pode fluir como um fluxo de massa dúctil e coerente, em um processo deformacional denominado de reomorfismo. Segundo os autores, para o reomorfismo ocorrer é necessário que os piroclastos se encontrem em um estado suficientemente fluido para que a deformação possa se processar. Essas condições são favorecidas por elevadas temperaturas de deposição, elevado conteúdo de voláteis dissolvidos, baixa ingestão de ar atmosférico pelo fluxo, rápida deposição e/ou composições fortemente peralcalinas.

Desta forma, Walker (1983 *apud* Branney e Kokellar, 1992) propõe o termo “grau” para caracterizar a intensidade de soldamento exibido por um dado ignimbrito e, apesar de o grau de soldamento ser uma variável contínua, Branney e Kokellar, (1992) dividem-no arbitrariamente em quatro categorias: ignimbritos de baixo grau, médio grau, alto grau e de extremo alto grau.

Segundo estes autores, os ignimbritos de baixo grau têm pouca ou nenhuma evidência de soldamento e podem ter se depositado em temperaturas inferiores à do meio. Ignimbritos de médio grau apresentam tanto zonas soldadas quanto não soldadas, com esparsas porções intensamente soldadas e geralmente sem indício de reomorfismo. Já os ignimbritos de alto grau são predominantemente soldados, com zonas intensamente fundidas e, comumente, exibem reomorfismo pontual. Finalmente, os ignimbritos de extremo alto grau são intensamente soldados mesmo em suas porções superiores e, tipicamente, exibem estruturas reomórficas, incluindo

litofácies semelhantes a lavas (que texturalmente não podem ser diferenciadas de corpos efusivos).

A designação “lava-like” é utilizada para designar lito que se assemelham a lavas devido à ausência de texturas vitroclásticas, sendo meramente descritiva. Ela pode ser aplicada a porções de ignimbritos de extremo alto grau, nos quais se assume que os piroclastos coalesceram. No entanto, não há qualquer implicação genética neste termo.

Conforme Andrews e Branney (2005), ignimbritos reomórficos em geral têm uma trama penetrativamente soldada, dobras de fluxo e lineações de alongação, tais como vesículas e *fiammes* alongados. São observados indicadores cinemáticos tais como foliação oblíqua (por vezes descrita como imbricamento de *fiammes*), porfiroclastos rotacionados, *fiammes* boudinados e fendas de tensão inclinadas.

Segundo Andrews e Branney (2005), ainda não há consenso entre os autores no tocante ao momento em que o reomorfismo se processa, se antes ou após a deposição do fluxo piroclástico. Desta forma, vários modelos foram propostos a fim de se explicar a deposição e a deformação dúctil apresentadas pelos ignimbritos reomórficos. Estes modelos não são mutuamente exclusivos, visto que diferentes ignimbritos reomórficos podem ser gerados por diferentes processos.

Para Schmincke e Swanson (1967), o reomorfismo ocorre durante a desaceleração de um fluxo piroclástico, cujo regime de fluxo passa de turbulento para laminar e que, gradualmente, perde voláteis e se aglutina como um todo, sendo que neste estágio final, o material se deforma reomorficamente. Assim, segundo este modelo, o soldamento e reomorfismo se processam antes e independentemente de qualquer processo de resfriamento pós-deposicional (Figura 3.8).

Chapin e Lowell (1979) sugerem que a gênese dos reoignimbritos do Wall Mountain Tuff, no Colorado, relaciona-se à aglutinação e deformação durante a fase inicial do processo de deposição, com o desenvolvimento de laminação, por cisalhamento, junto à base e às encostas de um vale, em fluxo canalizado (Figura 3.9). Segundo este modelo teriam ocorrido duas fases de reomorfismo no depósito em questão: a primeira, associada à própria desaceleração do fluxo, geraria dobras de plano axial perpendiculares à direção de fluxo, enquanto a segunda fase, posterior à deposição do material piroclástico, seria associada ao *gravitational slump*

do material ainda quente das encostas em direção ao fundo do vale, e daria origem a dobras com plano axial paralelo ao fluxo piroclástico.

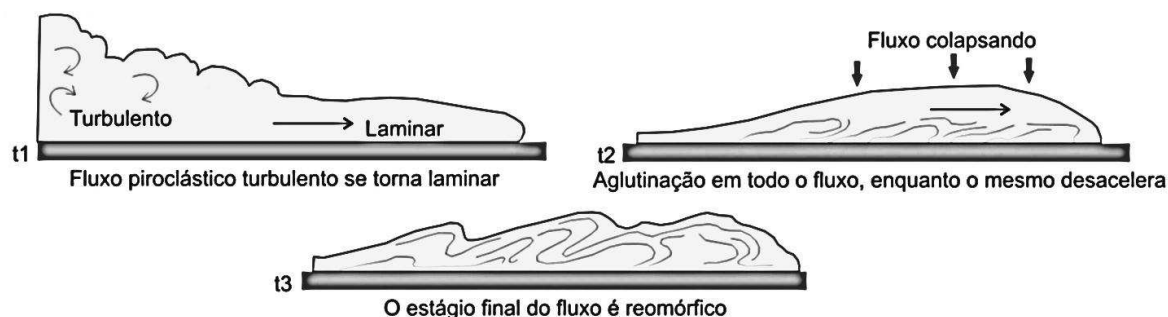


Figura 3.8 – Modelo esquemático mostrando a gênese de reoignimbritos conforme proposta de Schmincke e Swanson (1967). Fonte: adaptado de Sumner e Branney, 2002.

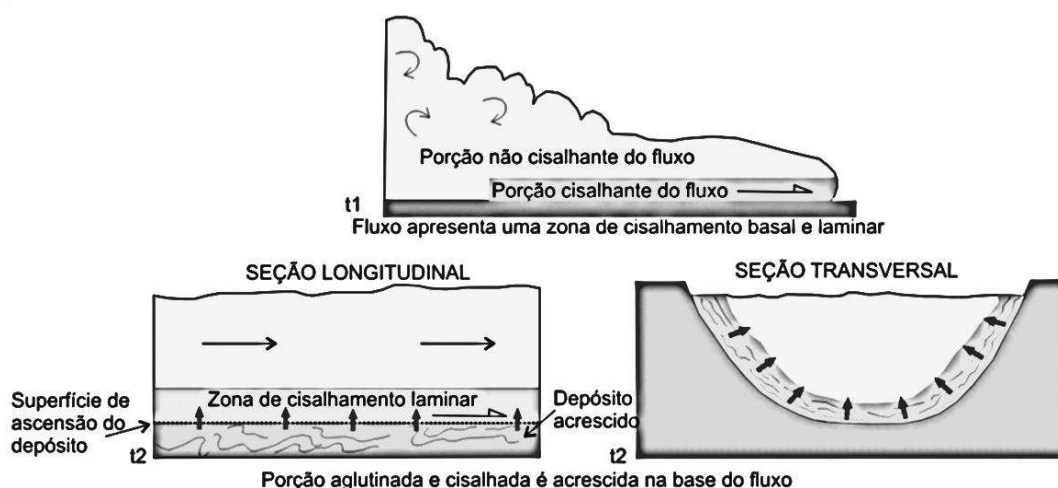


Figura 3.9 – Modelo esquemático mostrando a gênese de reoignimbritos conforme proposta de Chapin e Lowell (1979). Fonte: adaptado de Sumner e Branney, 2002.

Wolff e Wright (1981), por sua vez, propõem que o soldamento e reomorfismo se iniciariam somente após a conclusão do processo de transporte e deposição (Figura 3.10). Como no primeiro modelo, o fluxo piroclástico se desaceleraria e se depositaria como um todo, o que seria seguido pela deformação reomórfica do depósito ainda quente. Desta forma, as variações verticais de composição e estrutura dos depósitos seriam resultado de fluxos piroclásticos sucessivos, mas discretos.

A proposta de Branney e Kokelaar (1992), em contrapartida, considera que a deposição do ignimbrito se dá por um rápido, mas progressivo processo de aglutinação a partir da base do fluxo piroclástico (Figura 3.11). Assim, o reomorfismo pode se iniciar ainda durante a deposição, de modo ao mesmo, inicialmente,

concentrar-se próximo ao topo do depósito, onde se forma uma zona de cisalhamento dúctil sub-horizontal e em seguida migrar para o topo do corpo, conforme a deposição continua. Os autores consideram a possibilidade de o reomorfismo continuar mesmo após a dissipação do fluxo piroclástico.

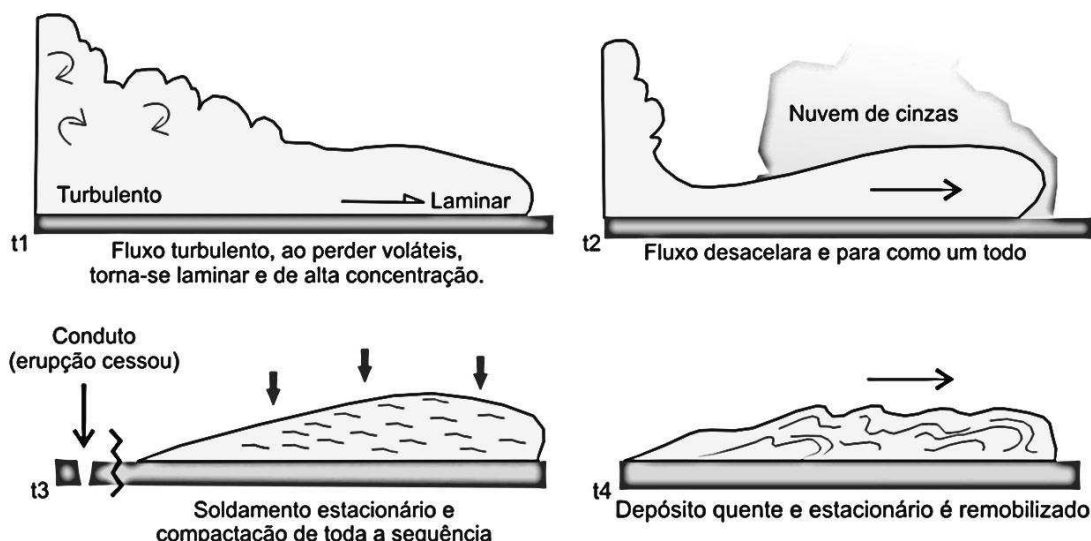


Figura 3.10 – Modelo esquemático mostrando a gênese de reognimbritos conforme proposta de Wolff e Wright (1981). Fonte: adaptado de Sumner e Branney, 2002.

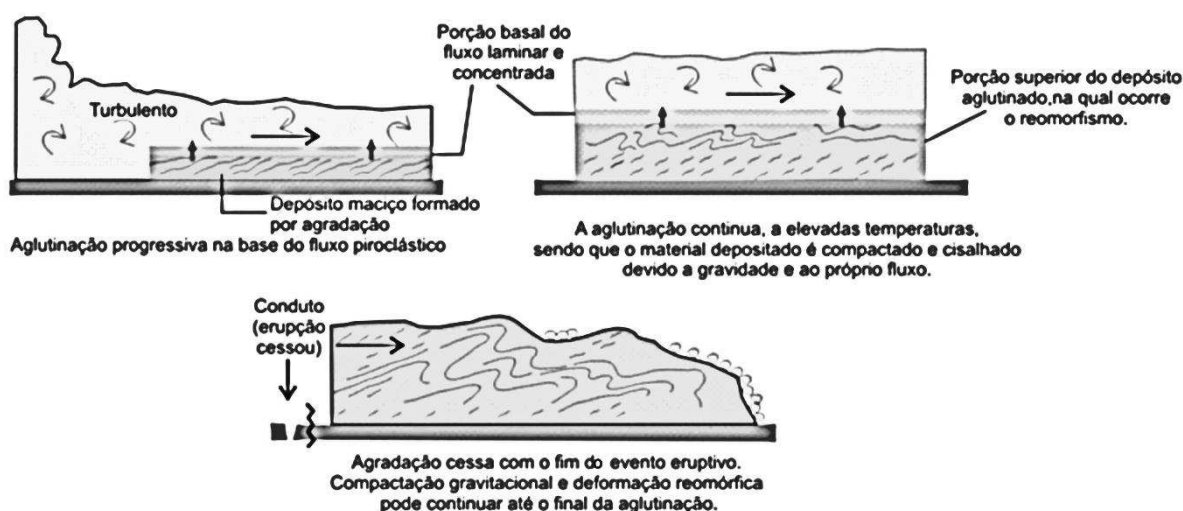


Figura 3.11 – Modelo esquemático mostrando a gênese de reognimbritos conforme proposta de Branney e Kokelaar (1992). Fonte: adaptado de Sumner e Branney, 2002.

Bachmann *et al.* (2000) afirmam que eventos de vulcanismo ácido fissural geram colunas de erupção baixas, com fluxos piroclásticos de baixa quantidade de movimento/momento, densos e poucos voláteis. Os depósitos gerados possuem grande área de cobertura, poucos fragmentos líticos, elevada proporção de *blobs*

pouco vesiculados e ausência de cristais quebrados. Estas características, segundo os autores, indicam velocidades de emissão mais baixas que típicas erupções ignimbríticas. A rápida deposição associada à eficiente retenção de calor permite que a própria ação da gravidade gere fluxos reomórficos no depósito, ainda não solidificado.

3.3 CORPOS VULCÂNOGÊNICOS ÁCIDOS DE GRANDE EXTENSÃO

Os dois principais produtos do vulcanismo ácido são, portanto, extensos depósitos de tefra gerados por eventos explosivos ou corpos de pequena extensão constituídos por rochas efusivas, como domos e *coulées*, associados a eventos mais calmos e a um magma com menor quantidade em voláteis. No entanto, alguns autores têm considerado a possibilidade de ocorrência de raros depósitos de lava riolítica de grande volume (cerca de 10-100 km³).

Manley (1995) afirma que unidades de lava riolítica de grande volume e relativa elevada extensão areal não são incomuns em associação com o movimento dos continentes sobre *hot spots*. Estes corpos encontram-se geralmente erodidos ou pouco expostos, sendo a sua interpretação como lavas controversa.

Segundo Camp (2011), essas rochas vulcânicas ácidas de grande volume apresentam feições em escala de afloramento, amostra de mão e lâmina delgada típicas de fluxos de lava. Segundo o autor, no entanto, muitos vulcanólogos consideram a possibilidades destes corpos não serem constituídos exclusivamente por rochas efusivas, mas também por ignimbritos reomórficos. Outros estudiosos, por sua vez, então convencidos que estas rochas tratam-se de fato de fluxos de lava, sendo que sua extensão seria atribuída à sua posição particular sobre um *hot spot*. Eles sugerem, de acordo com Camp (2011), que a fusão da crosta continental sobre o *hot spot* possa ter gerado líquidos de elevada temperatura e baixa viscosidade que produziram volumosos derrames de lava riolítica. No entanto, a controvérsia permanece.

Manley (1996) afirma que, especialmente em rochas de composição alcalina, o reomorfismo pode levar à destruição das texturas piroclásticas originais, gerando feições de fluxo laminar semelhantes àquelas geradas por fluxos de lava. Desta forma, ignimbritos reomórficos podem se assemelhar a rochas efusivas ácidas tanto em escala de afloramento quanto em lâmina delgada, apesar de ser esperado

que, em alguns pontos da unidade analisada, sejam observadas feições que denotem a sua real origem. No entanto, segundo o autor, tais exposições geralmente são raras ou permitem somente a observação de porções interiores da unidade, sendo que a sua superfície já foi consumida pela erosão ou sua base não encontra-se exposta ou está coberta por tálus. Estas e outras dificuldades levaram a divergências na literatura com relação ao modo original de formação de determinadas unidades riolíticas de grande expressão areal ao redor do mundo e contribuíram na crença de alguns autores de que grandes unidades de fluxo de lava riolítica não existem.

Tendo em vista que tanto rochas ácidas efusivas de grande extensão areal quanto tufo reomórficos podem ocorrer em uma mesma província vulcânica, Henry e Wolff (1992) afirmam haver dificuldades em caracterizar com exatidão a real natureza de algumas unidades individuais. Estes autores ressaltam, ainda, que muitos estudiosos generalizaram a natureza das unidades vulcânicas ácidas de grande extensão aflorantes nestas províncias, geralmente optando por classificá-las como ignimbritos, com raras exceções. Desta forma, a origem e a natureza de algumas unidades permanecem controversas (Quadro 3.2).

Província vulcânica	Características de rochas vulcânicas ácidas			
	Brecha basal	Brecha de topo	Afinamento distal	Temperatura (°C)
Snake River, Idaho	Presente	Presente	Ausente	850 - 1050
Parque de Yellowstone	Presente	Presente	Ausente	> 850
Trans-Pecos Texas	Presente	Presente	Ausente	>900
Keweenawan, Minnesota	Ocorrência subordinada	Presente	Ausente	>1000
Província do Paraná, Brasil	Ocorrência subordinada	Presente	Ausente	1000 – 1150
Etendeka, Namíbia	Ocorrência subordinada	Presente	Ausente	1000 – 1100
Karoo, África do Sul	Ocorrência subordinada	Presente	Ausente	900 – 1100
Bushveld, África do Sul	Ocorrência subordinada	Presente	Ausente	1100
Austrália	Presente	Presente	Ausente	1100

Quadro 3.2 – Províncias vulcânicas com unidades ácidas de grande extensão e natureza controversa. Fonte: Henry e Wolff (1992).

Henry e Wolff (1992) sugerem, então, alguns critérios para distinguir corpos riolíticos efusivos de grande extensão areal de ignimbritos reomórficos, tendo em

vista que os autores consideram que o reomorfismo ocorre após a deposição do fluxo piroclástico, tal qual proposto por Wolff e Wright (1981).

O primeiro destes critérios envolve a caracterização dos depósitos basais das unidades analisadas. Segundo Henry e Wolff (1992), a efusão de lava riolítica geralmente desenvolve, na base do fluxo, brechas constituídas por clastos de textura variável em meio à matriz de granulação geralmente mais fina. Em contrapartida, porções basais de tufos reomórficos geralmente preservam feições piroclásticas, visto que o reomorfismo, segundo os autores, ocorre somente após a deposição do fluxo piroclástico. Os autores apontam este critério para diferenciação de tipologias riolíticas como o mais diagnóstico e mais facilmente observável, sendo que as porções basais de depósitos vulcânicos geralmente encontram-se preservadas, podendo ser caracterizadas em apenas um afloramento e não exigirem a compreensão da totalidade da unidade.

Outro critério citado por Henry e Wolff (1992) refere-se à análise das porções distais dos fluxos vulcânicos. Enquanto lavas riolíticas geralmente mantêm espessuras relativamente constantes em toda sua extensão e apresentam frentes de fluxo com forma íngreme e abrupta, tufos reomórficos tendem a se afinar em suas porções distais.

Henry e Wolff (1992) apontam, ainda, que a velocidade dos fluxos piroclásticos os torna capazes de transpor e ultrapassar barreiras topográficas consideráveis, além do próprio processo de inflamento do fluxo permitir que o mesmo deposite materiais no topo de altos topográficos. Em contrapartida, lavas somente são capazes de transpor barreiras com alturas inferiores à espessura do fluxo.

O último critério importante proposto pelos autores diz respeito ao tipo de fonte do fluxo. Como lavas geralmente encontram-se associadas a fontes do tipo fissural, a tendência é que se forme um depósito de espessura uniforme ao longo de toda a sua extensão. Em contrapartida, tufos reomórficos geralmente são formados a partir de caldeiras.

3.4 A NATUREZA DAS ROCHAS DO TIPO PALMAS DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ

Bellieni *et al.* (1986) afirmam que alguns corpos individuais constituídos por rochas do tipo Palmas podem ser acompanhados por distâncias superiores a 60 km. Esta grande continuidade lateral, segundo os autores, sugere que as mesmas podem se tratar de ignimbritos, apesar da ausência de texturas típicas. Desta forma, temperaturas superiores a 1000°C e baixo conteúdo em voláteis seriam os fatores responsáveis pelo elevado grau de soldamento destas rochas.

Roisenberg (1989) descreve as rochas do tipo Palmas como ignimbritos reomórficos, inteiramente soldados, o que lhes confere aparência semelhante a rochas efusivas ácidas. O critério principal utilizado pelo autor nesta classificação é a área de exposição da unidade, tal como sugerido por Bellieni *et al.* (1986). No entanto, feições tipicamente piroclásticas estão ausentes nestas rochas, mesmo na base dos corpos vulcânicos, onde haveria, segundo o autor, maior probabilidade de *shards* ou *fiammes* se preservarem, devido ao choque térmico com a topografia permitir o “congelamento e cicatrização” do fluxo.

Segundo Garland *et al.* (1995), o fato dos esparsos fenocristais presentes nos riolitos do tipo Palmas apresentarem bordas corroídas e não serem zonados sugere uma evolução magmática lenta o suficiente a ponto de permitir o reequilíbrio químico entre a fase fenocristal e o magma. Em contrapartida, os fenocristais de plagioclásio dos riolitos Chapecó, euédricos e com zonamento oscilatório, normal ou reverso indicam uma evolução mais rápida

Garland *et al.* (1995), a partir do método de Kretz (1982) e Lindsley (1983) baseado no geotermômetro de augita, calcularam a temperatura de erupção para os riolitos da Província Magmática do Paraná. Conforme os dados dos autores, as temperaturas obtidas para rochas do tipo Palmas e Chapecó são de, respectivamente, 1000-1100°C e 950-1050°C. Estes autores também calcularam o conteúdo mínimo de água para as rochas do tipo Palmas, obtendo valores de 2 % em peso.

Apesar da dificuldade de se calcular a profundidade das câmaras magmáticas dos dois grupos, devido à ausência de fenocristais que sirvam como geobarômetros, os autores estimam as pressões de equilíbrio de cada magma de forma semi-quantitativa por meio do diagrama de Winkler (1979). Os valores obtidos

são de 0,5 a 5 kbar para os magmas do tipo Palmas e 5 a 15 kbar para os do tipo Chapecó.

Garland *et al.* (1995), portanto, definem que o magma do tipo Palmas foi formado a partir da evolução de um magma básico em uma câmara magmática pouco profunda, tendo chegado à superfície de forma explosiva (gerando ignimbritos reomórficos) ou como lavas de baixa viscosidade.

Dados obtidos por Nardy (1995) indicam que os magmas riolíticos da Província Magmática do Paraná apresentam temperaturas médias de efusão de 1000°C e densidades na ordem de 2,2 g/cm³. O autor obtém, então, valores de viscosidade para estes materiais, sendo de $4,16 \times 10^6$ a $2,37 \times 10^7$ P para os magmas do tipo Palmas e de $1,55 \times 10^6$ a $4,43 \times 10^6$ P para o tipo Chapecó. Segundo o autor, estes valores são baixos se comparados a valores médios de derrames de natureza siálica (superiores a 10^7), o que se deve à temperatura de efusão anormalmente elevada destas lavas. Além disso, estes magmas apresentam indícios de serem insaturados em água (de concentração menor ou de no máximo 1%) como, por exemplo, a ausência de uma paragênese mineral hidratada e as elevadas temperaturas de cristalização dos minerais.

Nardy (1995) afirma que tanto as rochas do tipo Palmas quanto Chapecó ocorrem em jazimentos e estruturas de corpos que se formaram por escoamento na superfície, ou seja, tipicamente fluidal, estando ausentes descontinuidades estruturais que indiquem justaposição de domos. A partir destes dados e outras evidências de campo, o autor afirma que ambos os tipos de rochas ácidas da província têm características de derrames de lavas e de depósitos do tipo ignimbrito, apesar de que nenhum deles isoladamente pode explicar satisfatoriamente o tipo de jazimento observado.

Milner *et al.* (1992) afirmam que os quartzos latitos do Grupo Etendeka, aflorantes no noroeste da Namíbia, são ignimbritos reomórficos de elevadas temperaturas, porque estes litotipos apresentam texturas de origem piroclástica e constituem unidades de grande extensão lateral. Tais dimensões, segundo os autores, excedem em quatro ou cinco vezes aquelas observadas em demais unidades classificadas como grandes derrames de lava riolítica.

Milner *et al.* (1995), baseados na comparação estatística de dados químicos, características petrográficas, química mineral e razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, propõem que as

formações Tafelberg e Awaltab pertencentes ao Grupo Etendeka são correlatas às rochas do tipo Palmas da Província Magmática do Paraná.

Philipp *et al.* (1994), ao estudar as rochas do tipo Palmas aflorantes na região de Campos Novos (SC), afirmam que a presença de um bandamento regular e contínuo, por vezes dobrado, aponta para o fluxo piroclástico como mecanismo de erupção, apesar da ausência de feições texturais diagnósticas, as quais, segundo os autores, estão obliteradas devido ao elevado grau de soldamento dos fragmentos. Este soldamento seria decorrente da elevada temperatura de efusão do material, superior à temperatura do liquidus, indicado pelo caráter afírico das rochas.

Umman *et al.* (2001) caracterizam os vulcanitos ácidos do tipo Palmas aflorantes na região de Cambará do Sul, no estado do Rio Grande do Sul, como fluxos de lavas de alta temperatura, que podem ter atingido distâncias na ordem de 50 a 60 km. A unidade estudada apresenta-se como espessas camadas tabulares com variações não muito acentuadas nas espessuras, típicas de derrames, o que associada à ausência de texturas piroclásticas típicas e à presença de autobrecha basal indica a natureza efusiva desta unidade. Desta forma, segundo os autores, o grande volume de vulcanitos ácidos da Bacia do Paraná pode ser relacionado a grandes derrames ácidos vinculados a erupções fissurais. Os autores, no entanto, não descartam a possibilidade da presença de rochas piroclásticas dentre os vulcanitos ácidos da Província Magmática do Paraná, embora estes devam ser volumetricamente subordinados aos fluxos de lava.

Simões e Lima (2011), a partir de dados de termometria por saturação em apatita, cálculo de viscosidade e petrografia atribuem às rochas do tipo Palmas aflorantes na porção nordeste do Rio Grande do Sul uma origem efusiva. Desta forma, os elevados valores de temperatura e baixa viscosidade obtidos pelos autores justificariam a grande extensão areal apresentada pela unidade, em uma paleotopografia suave.

A partir da descrição de diques de alimentação, Lima *et al.* (2012) propõem que as rochas do tipo Palmas aflorantes na região entre São Marcos (RS) e Antônio Prado (RS) foram geradas a partir de um sistema fissural de alimentação que se manifestou, em superfície, na forma de domos de lava. Nesta área, não são observadas variações texturais laterais ou verticais ou presença de texturas piroclásticas. Segundo os autores, estas características, associadas à presença de autobrechas basais, indicam uma colocação de natureza efusiva. Os autores

estimam, ainda, que a temperatura *liquidus* destas rochas é de média 972°C. Este valor elevado, a ampla extensão lateral e bases maciças das sequências vulcânicas indicam, segundo os autores, que as mesmas foram geradas a partir de fluxos de alta mobilidade e baixa viscosidade.

4 GEOLOGIA LOCAL

A partir de dados prévios provenientes do Projeto Serra Geral, desenvolvido pela MINEROPAR (Minerais do Paraná S/A), que visa o mapeamento da porção paranaense da Província Magmática do Paraná em escala 1:250.000, foi selecionada uma área com cerca de 768 km² na qual afloram as rochas do tipo Palmas, objeto de estudo desta pesquisa, dada a necessidade de um trabalho geológico em escala de detalhe.

Além dos pontos contidos na poligonal da Figura 4.1, foram selecionados outros nove afloramentos localizados nas proximidades do município de Mangueirinha, um décimo distando cerca de 20 km do limite oeste da poligonal e outros quatro a cerca de 5 km do limite leste da área. Apesar de localizarem-se fora da área de estudo, dados obtidos durante as campanhas de campo promovidas pela MINEROPAR indicaram que estes pontos são importantes para a melhor compreensão da gênese dos litotipos estudados. A tabela 1 do anexo 1 relaciona as coordenadas de cada ponto e suas respectivas altitudes.

Segundo Nardy *et al.* (2008), as rochas do tipo Palmas ocorrem no sudoeste paranaense na forma de um platô de 4.078 km². Na área em estudo, as melhores exposições das rochas destes litotipos ocorrem em pedreiras, tanto ativas quanto inativas, sendo que a rocha extraída é utilizada como saibro, brita e para pavimentação de estradas. Estas rochas também afloram em leitos e cortes de estrada, sob a forma de matacões e como lajes métricas.

Na tentativa de se compreender melhor os processos que deram origem às sequências vulcanogênicas optou-se pela caracterização faciológica, baseada em critérios similares àqueles comumente utilizados em ambientes sedimentares. O termo fácies, em petrologia sedimentar, foi definido por Pettijohn *et al.* (1972) como variações físicas, químicas ou biológicas em corpos rochosos tridimensionais depositados em um dado intervalo do tempo geológico. Apesar de cunhado pela petrologia sedimentar, o conceito de fácies é comumente utilizado em outras áreas da geologia, inclusive em petrologia ígnea (Ulbrich *et al.*, 2001, McPhie *et al.*, 1993, Self *et al.*, 1998, Németh e Martin, 2007).

Desta forma, os litotipos descritos na área de estudo são classificados em termos de litofácies ígneas, utilizando-se, para tanto, a definição de Németh e Martin

(2007), segundo a qual litofácies vulcanogênica é uma unidade rochosa bem definida, em geral mapeável, que contém feições texturais, estruturais e composicionais particulares e que sirvam de indicativos dos processos que lhe deram origem.

Segundo McPhie *et al.* (1993), afloramentos isolados e amostras de mão de rochas vulcanogênicas antigas dificilmente apresentam evidências claras e inequívocas acerca de sua origem. Devido a esta incerteza, os autores apontam a necessidade de se utilizar terminologias litológicas e litofaciológicas ao se trabalhar com antigas sequências vulcânicas, até se obter justificativas adequadas para a utilização de uma terminologia com conotação genética.

Neste sentido, enquanto a terminologia litológica fornece informações quanto a composição, assembleia mineral e granulação, a terminologia litofaciológica diz respeito às características faciológicas observadas em escala de afloramento, tais como estruturas, organização interna e geometria. Em contrapartida, a terminologia genética fornece interpretações acerca dos processos de extravasamento ou deposição associados a rochas vulcânicas e depósitos vulcanoclásticos primários, ou quanto à subsequente redeposição, erosão, transporte e processos deposicionais associados a depósitos sedimentares vulcanogênicos.

Tendo em vista a problemática que envolve a distinção entre rochas efusivas e rochas piroclásticas submetidas a processos reomórficos, como descrita no item 3.3, optou-se por classificar as rochas observadas em campo conforme a sua composição e feições estruturais. Assim, como em nenhuma das litofácies reconhecidas observam-se feições macroscópicas texturais e estruturais típicas e exclusivas de rochas vulcanoclásticas, optou-se pela classificação destas rochas conforme a composição de sua assembleia mineral, independentemente se a mesma é constituída por clastos ou por cristais juvenis.

Desta forma, a classificação aqui utilizada não apresenta conotação genética e os termos riolito e basalto indicam a composição mineral macroscópica das rochas descritas, não considerando, necessariamente, uma origem efusiva. A discussão quanto a natureza destas rochas, se efusiva ou vulcanoclástica, é realizada no capítulo 7.

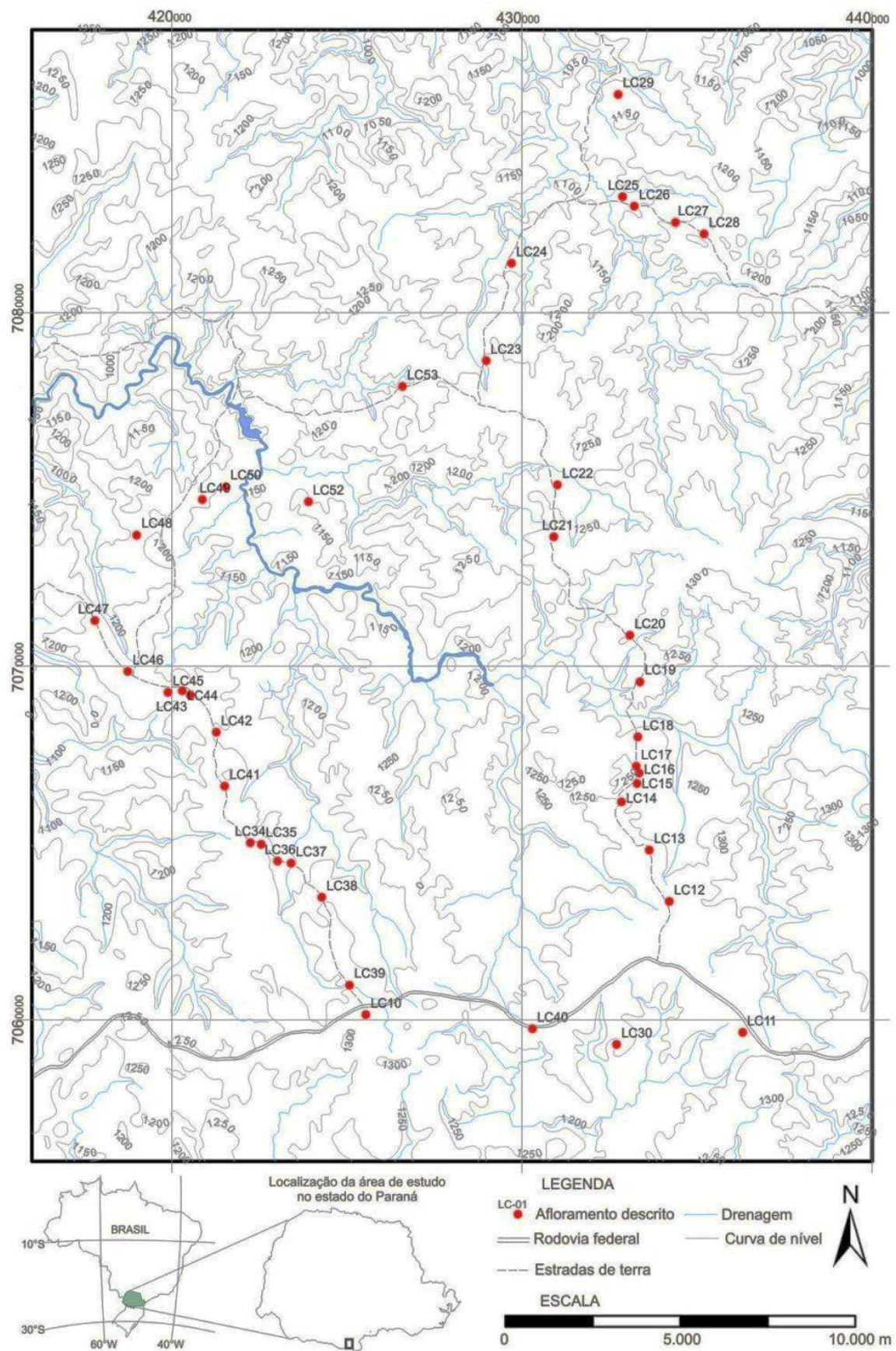


Figura 4.1 - Mapa de localização de afloramentos descritos e amostrados e da poligonal que limita a área de estudo. Equidistância das curvas de nível: 50 m. Datum horizontal: Córrego Alegre, MG.

4.1 LITOFÁCIES

4.1.1 Riolito maciço

Rocha de cor cinza esverdeado claro, granulação fina, granulometria submilimétrica e que ocorre como corpos tabulares decamétricos. É constituída por cristais de plagioclásio subédricos (que somam aproximadamente 55%), em meio à matriz vítrea (45%). Quando se encontram em estágio inicial de alteração, os cristais de plagioclásio são esbranquiçados, devido a processos de argilização. Nestas condições, o contraste de cor entre os cristais de plagioclásio com a matriz cinza esverdeada confere à rocha um aspecto “sal e pimenta”. A textura é fanerítica equigranular fina hipohialina afírica. A estrutura dos riolitos é maciça e, por esta razão, a litofácies em questão apresenta decomposição esferoidal quando alterada. Este litotipo encontra-se cortado por veios de espessura milimétrica (em média 6 mm) preenchidos por material silicático vermelho acastanhado e de granulação muito fina e/ou por carbonato incolor de granulação fina. Apesar dos veios estarem comumente preenchidos somente por um destes materiais, localmente são observados veios ora preenchidos por material silicático, ora por carbonato. Neste caso, a transição entre os dois tipos de preenchimento é abrupta e se dá por uma camada milimétrica de quartzo (Figura 4.2 a). Nota-se, ainda, que as porções da rocha próximas aos veios encontram-se incipientemente alteradas, devido à percolação de água deutérica. Os halos de alteração possuem em média 20 cm de largura, o que sugere um índice de porosidade moderado para a rocha.

4.1.2 Riolito com disjunções em laje

Esta litofácies, de cor cinza esverdeado a rosa acinzentado, ocorre como corpos decamétricos e assemelha-se ao riolito maciço em termos texturais e composicionais, no entanto apresenta disjunções em laje, eventualmente com amígdalas associadas.

As disjunções em laje têm espaçamento centimétrico a decimétrico, de, em 12 cm em média. Em geral, encontram-se dispostas paralelas ou subparalelas entre si, apesar de, em alguns pontos, ocorrerem com geometria lenticular. Neste caso, o truncamento entre os planos formam ângulos entre 10° e 30° (Figura 4.2 b).

As disjunções também podem estar levemente onduladas, formando dobras suaves simétricas localizadas, de amplitude e comprimento de onda decimétricos a métricos e com ângulo interflancos de, em média, 140°. No ponto LC54, há vários lobos de altura métrica (em média 8 m), diâmetros decamétricos, com diferentes direções de fluxo e cujos flancos formam ângulos de cerca de 55° (Figura 4.3 a).

Na Figura 4.3 b observa-se que, apesar da considerável dispersão das medidas estruturais das disjunções obtidas em campo, esta estrutura apresenta atitude preferencial N85W/5SW. Atribui-se o espalhamento dos pontos aos eventuais truncamentos e ondulações associados a estes planos.

Ocorrem veios de espessura milimétrica a centimétrica com vários tipos de preenchimento. Estes podem ser formados por carbonato, ou por material silicático vermelho/preto de granulação muito fina ou ainda por material de granulação fina e cor branca, descrito como argilominerais e quartzo, com porcentagens subordinadas de feldspato potássico e vidro vulcânico. Estas estruturas dispõem-se tanto de forma paralela quanto discordante em relação aos planos das disjunções. Quando discordantes, os veios não possuem direção preferencial.

Estruturas cuja gênese associa-se a processos de resfriamento de material vulcânico, como disjunções colunares e marcas de Bisel (Figura 4.4 a), também são observadas neste litotipo, apesar de restritas a alguns afloramentos. As linhas de Bisel possuem espaçamento centimétrico a decimétrico e dispõem-se paralelamente às disjunções em laje. As disjunções colunares são paralelas entre si, com base com geometria triangular ou quadrada e espaçamento e diâmetro centimétrico a decimétrico. No topo da unidade, ocorrem linhas em baixo revelado dispostas paralelamente entre si e ortogonais à direção das disjunções, definidas como rugas de fluxo (Figura 4.4 b).

Este litotipo pode, ainda, apresentar amígdalas, apesar de sua ausência ser comum. Quando presentes, elas constituem no máximo 10% do volume total da rocha, com geometria arredondada, são esféricas a moderadamente achatadas, com diâmetro submilimétrico a centimétrico, atingindo no máximo 4 cm. Estão preenchidas por quartzo, calcedônia, zeólitas ou argilominerais. As amígdalas são incipientemente orientadas concordantemente às disjunções em laje.

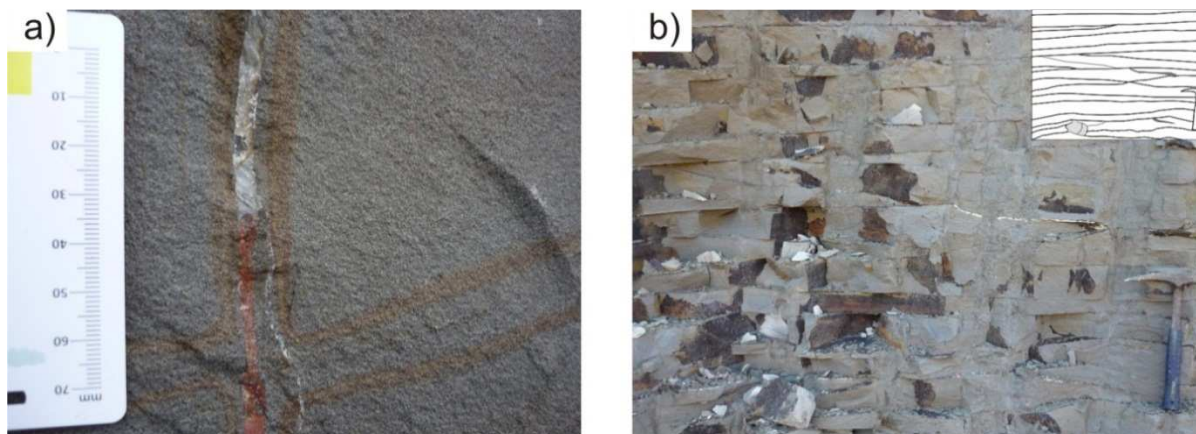


Figura 4.2 – a) Veio preenchido ora por material silicático (avermelhado), ora por carbonato (branco), com camada milimétrica de quartzo separando as duas fases (ponto LC01). b) Riolito com disjunções em laje pontualmente truncadas, formando ângulos de 30° (ponto LC20).

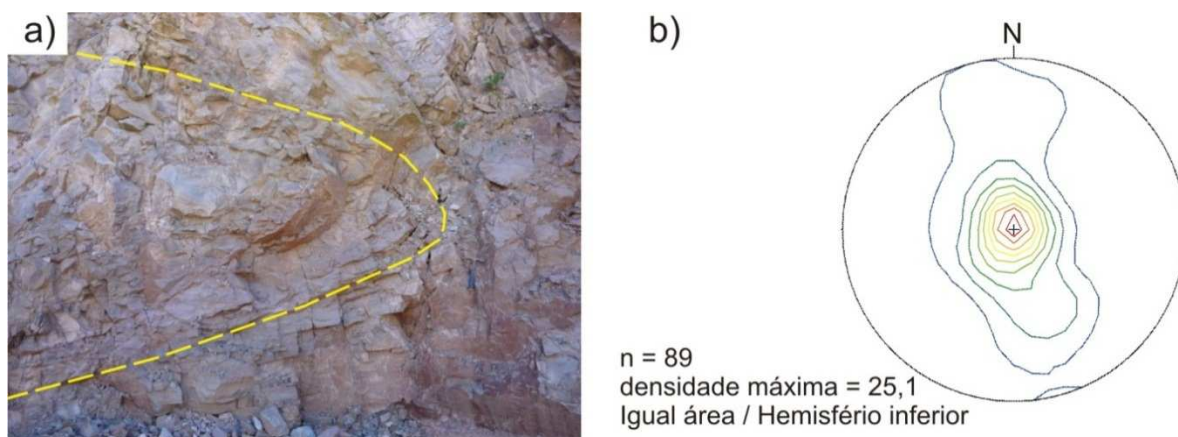


Figura 4.3 – a) Riolito com disjunções em laje dobradas, com ângulo interflanco de cerca de 55° , formando um lobo (ponto LC54). b) Estereograma de pólos correspondentes aos planos do riolito com disjunções em laje.

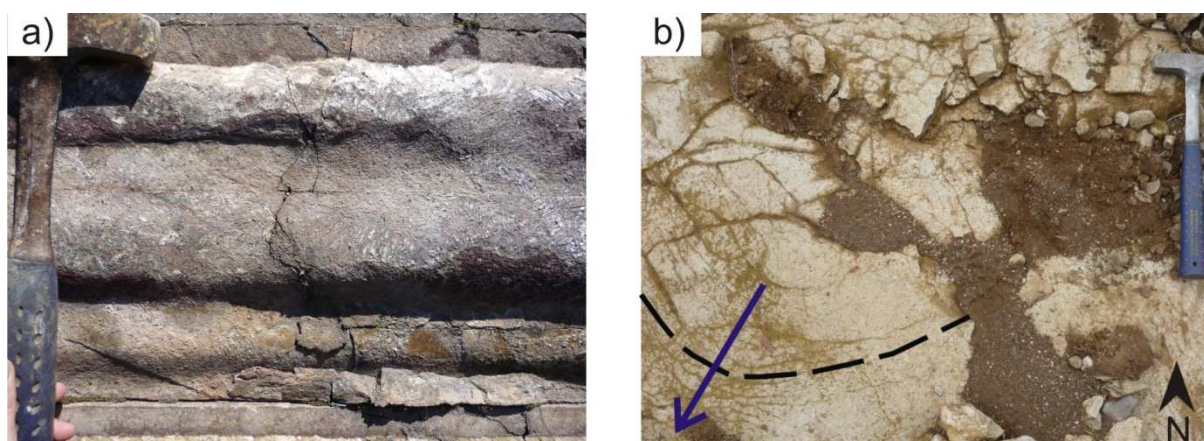


Figura 4.4 – a) Marcas de Bisel paralelas às disjunções em laje (ponto LC11). b) Topo do riolito com disjunções em laje com rugas de fluxo (sentido do fluxo sobrejacente indicado pela seta - ponto LC44).

4.1.3 Riolito com níveis de quartzo

Rocha de cor cinza rosado, granulação muito fina e granulometria submilimétrica, constituída por quartzo subédrico de granulação muito fina a fina (aproximadamente 25%), plagioclásio subédrico de granulação muito fina (30%) e vidro vulcânico (45%). Os cristais de quartzo de granulação fina formam níveis descontínuos de espessura milimétrica que se dispõem paralelamente entre si (Figura 4.5 a), podendo, pontualmente, truncarem-se. A textura da rocha é fanerítica equigranular muito fina a fina hipohialina afírica.

Paralelamente aos níveis de quartzo, observam-se disjunções em laje caracterizadas por níveis contínuos de deslocamento, de espaçamento centimétrico a decimétrico (de, em média, 7 cm), com atitude média de N37E/5NW (Figura 4.5 b). Encontram-se dispostas em geral paralelas ou subparalelas entre si, apesar de, em alguns pontos, estes planos apresentarem geometria levemente curva ou lenticular. No último caso, observa-se que o truncamento entre os níveis formam ângulos entre 10° e 20° (Figura 4.6). Quando ondulados, os planos desta estrutura formam dobras suaves a abertas, simétricas, com comprimento de onda e amplitude decimétricos a métricos e ângulo interflancos de 150°, em média.

Subparalelos ou cortando as disjunções, há veios sem direção preferencial, de espessura milimétrica, podendo chegar até 1 cm. Estas estruturas são preenchidas predominantemente por argilominerais, quartzo e feldspato potássico de granulação fina. Os riolitos com níveis de quartzo ocorrem na forma de corpos tabulares de extensão decamétrica.

4.1.4 Riolito com estrutura de fluxo bandada

Rocha de cor cinza esverdeado claro, com textura e composição similares ao riolito com disjunções em laje e que também ocorre na forma de corpos tabulares de extensão decamétrica. Sua estrutura caracteriza-se pela intercalação de níveis com cores diferentes (Figura 4.7 a), ora cinza esverdeado claro (com espessura média de 10 cm), ora cinza esverdeado escuro (com espessura média de 3 cm). Os níveis mais escuros possuem porcentagem de vidro vulcânico superior aos níveis mais claros, caracterizando, portanto, uma estrutura de fluxo com bandamento composicional. Tais superfícies podem ser contínuas ou descontínuas, sendo que,

no último caso, a terminação das bandas pode se apresentar tanto de forma gradual quanto abrupta. Os níveis que compõem o bandamento composicional dispõem-se paralela ou subparalelamente entre si, formando superfícies plano-paralelas horizontais, ou encontram-se dobrados, gerando diferentes estilos de dobras. Entre estas, as de ocorrência mais comum são as dobras intrafoliares, que podem ou não ter raízes (Figura 4.7 b). Estas estruturas têm amplitude centimétrica e seu plano axial dispõe-se paralela ou subparalelamente ao bandamento composicional horizontal. Dentre estas estruturas, são descritas dobras intrafoliares convolutas, com superfície axial não planar.

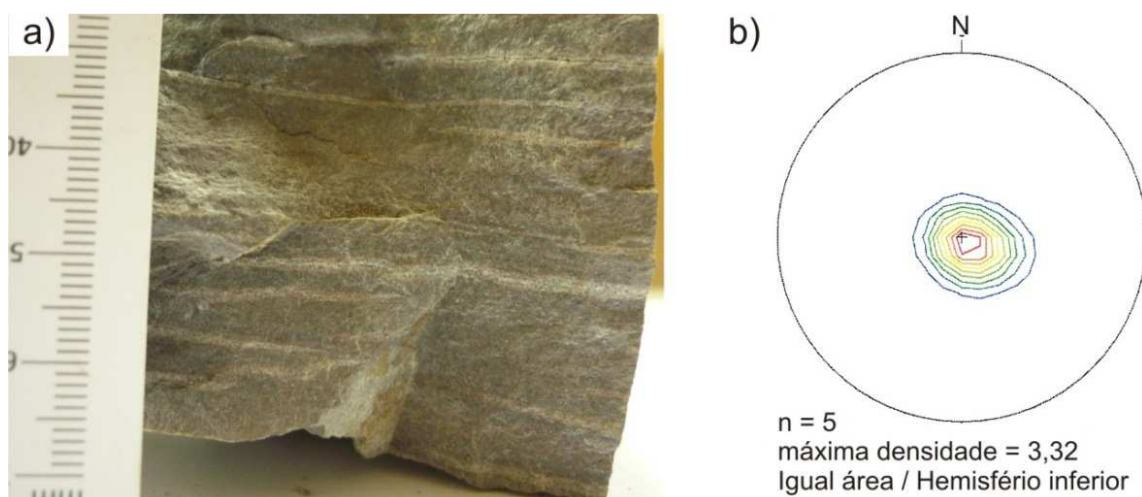


Figura 4.5 – a) Níveis de quartzo dispostos paralelamente às disjunções em laje da rocha (ponto LC10). b) Estereograma de pólos correspondente aos planos das disjunções em laje da litofácies riolito com níveis de quartzo.



Figura 4.6 – Riolito com níveis de quartzo com disjunções em laje truncadas (ponto LC 10).

Ocorrem ainda dobras abertas e suaves, assimétricas, com ângulo interflancos de, no máximo, 140°, com amplitude e comprimento de onda variáveis (centimétrico a decimétrico). Localmente, observam-se dobras em cúspide (Figura 4.8), cujos flancos encontram-se curvados suavemente, formando arcos. Estas apresentam amplitude e comprimento de onda decimétricos, sendo a primeira de, em média, 25 cm e o último, de 40 cm.

Há também dobras fechadas, com ângulo interflancos de, em média, 60° e assimétricas. As dimensões do comprimento de onda e da amplitude destas estruturas não seguem um padrão, podendo variar de centimétrico a decimétrico e sua vergência sugere um sentido de fluxo/cisalhamento dextral. Apresentam flancos de atitude média N14E/22NW e N15W/35NE (Figura 4.9 a), com plano axial de atitude N84E/82SE e ângulo interflancos de 54°. Pontualmente, ocorrem estruturas em “olho”, sugerindo a presença de dobras em bainha centimétricas (Figura 4.9 b).

Em porcentagens que variam entre 5 a 15%, ocorrem amígdalas milimétricas a decimétricas, com até 13 cm de diâmetro em seu eixo maior, arredondadas, moderadamente achatadas, com orientação incipiente a intensa, geralmente com seu eixo maior disposto paralelamente aos planos do bandamento composicional. Estão preenchidas por quartzo, calcedônia (por vezes com hábito botrioidal), por zeólitas ou argilominerais. São observadas amígdalas nas quais parte do material que as preenche foi lixiviado por processos hidrotermais ou deutéricos, restando somente calcedônia, formando *boxworks*.

Localmente a rocha é cortada por veios de espessura milimétrica (6 mm em média) preenchidos por material silicático de cor vermelho acastanhado e granulação muito fina ou por carbonato incolor de granulação fina.

Quando alterados, os níveis com maior quantidade de vidro vulcânico são verde amarelados, enquanto as porções com maior porcentagem de cristais são castanhas amareladas.

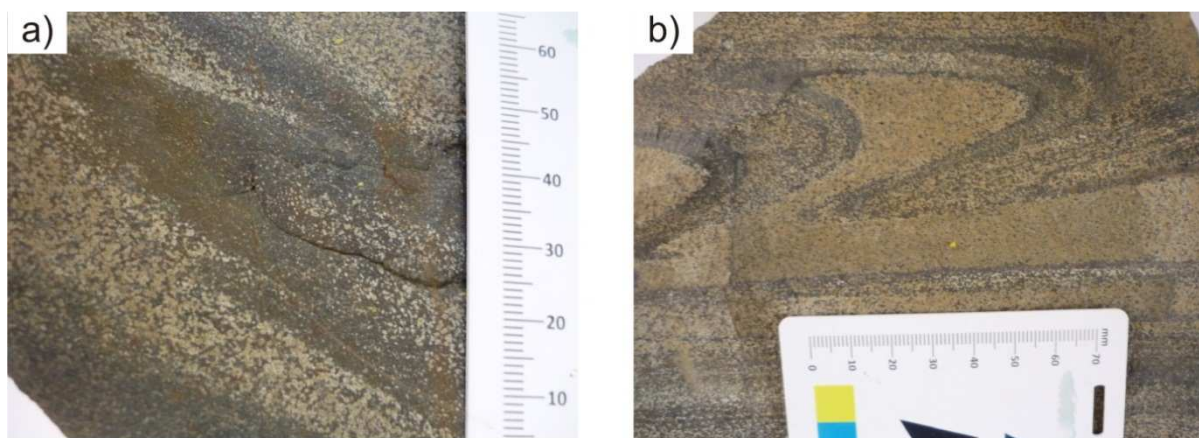


Figura 4.7 – Riolito com estrutura de fluxo bandada: a) Detalhe da variação composicional dos níveis (ponto LC01). b) Dobra intrafoliar sem raiz na porção superior da amostra (ponto LC01).



Figura 4.8 – Estrutura de fluxo bandada dobrada, sendo que na porção superior esquerda da foto observa-se dobra em cúspide (ponto LC01).

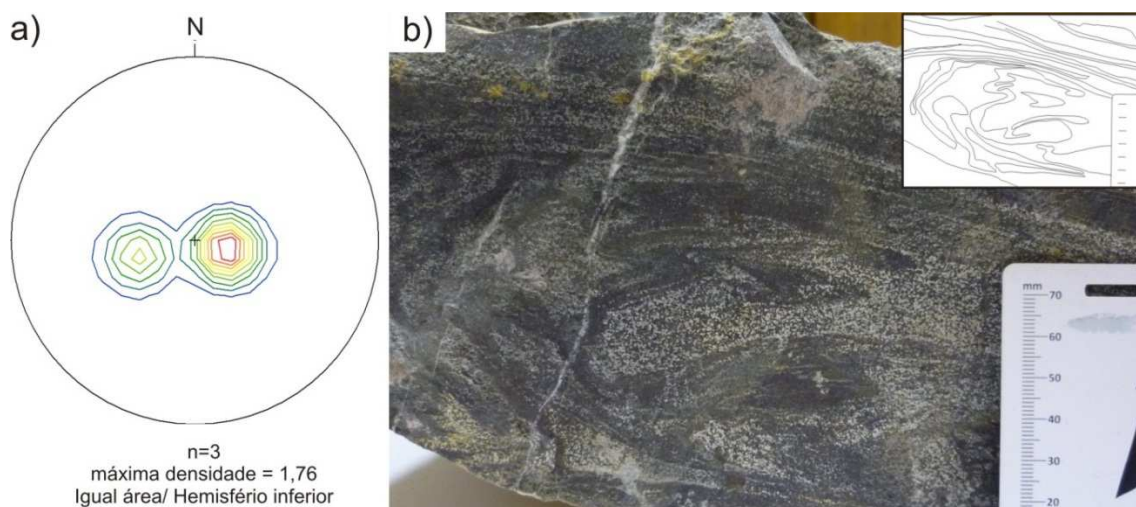


Figura 4.9 – a) Estereograma dos pólos correspondentes aos planos da estrutura de fluxo bandada. b) Riolito com estrutura de fluxo bandada dobrada, formando estrutura em “olho”, possível dobra em bainha (ponto LC01).

4.1.5 Riolito vítreo bandado

Esta litofácies ocorre em somente um afloramento (LC34) e difere do riolito com estrutura de fluxo bandada por ser constituída por maiores porcentagens de vidro vulcânico (cerca de 70%). Sua estrutura é definida por níveis milimétricos de cores diferentes, intercalados, ora cinza escuro, ora cinza avermelhado, dispostos paralelamente entre si. Os níveis avermelhados são constituídos por maiores porcentagens de vidro vulcânico, enquanto os níveis cinza apresentam comparativamente maior quantidade de plagioclásio (de granulação fina), o que define o bandamento composicional (Figura 4.10). Estes níveis podem se encontrar localmente dobrados, formando dobras cerradas de amplitude e comprimento de onda milimétricos a centimétricos. Ocorrem também amígdalas milimétricas, ovais, preenchidas por quartzo e orientadas conforme o bandamento.

4.1.6 Riolito afanítico

Rocha de cor cinza rosado escuro, mais fina que as litofácies anteriores, constituída por cerca de 40% de plagioclásio subédrico de granulação muito fina em meio à matriz vítrea (60%), com textura afanítica hipohialina afírica.

Esta rocha possui disjunções em laje e estrutura amigdalóide. As disjunções são caracterizadas por níveis contínuos de deslocamento de espaçamento centimétrico, que se encontram dispostos em geral paralelos ou subparalelos entre si, com atitude média de N53W/20NE (Figura 4.11 a), apesar de, em alguns pontos, estes planos terem geometria levemente ondulada. As amígdalas compõem no máximo 5% do volume total da rocha e apresentam forma esférica, diâmetro milimétrico e são preenchidas por calcedônia (Figura 4.11 b).

Esta litofácies ocorre em geral na forma de corpos tabulares de extensão decamétrica. No entanto, em alguns pontos, observa-se na forma de diques e soleiras de espessura decimétrica, intrudidos tanto em corpos de riolito com disjunções em laje quanto em corpos de riolito afanítico.

4.1.7 Riolito amigdalóide

O riolito amigdalóide, de cor castanha avermelhada, granulação muito fina e granulometria submilimétrica, é constituído predominantemente por vidro vulcânico. Apresenta textura afanítica hipohialina afírica, disjunções em laje e estrutura amigdalóide e ocorre na forma de corpos tabulares de extensão decamétrica.

As disjunções em laje são definidas por níveis contínuos de espaçamento milimétrico a centimétrico (de, em média, 2 cm) que encontram-se dispostos em geral paralelos ou subparalelos entre si, sendo que, em alguns locais, estes planos têm geometria levemente curva.

Dispostas em geral paralelamente a estes planos, observam-se amígdalas ovais e achatadas, milimétricas a centimétricas, com diâmetro médio em seu eixo maior que varia de 0,5 cm a, no máximo, 8 cm. A razão eixo maior/eixo menor é de, em média, 3:1. Em geral, as amígdalas têm formato hidrodinâmico, achatado lateralmente, alongado e com a porção distal mais larga que a frontal, indicando o sentido do fluxo (Figura 4.12 a). O preenchimento das amígdalas é por calcedônia (por vezes botrioidal), quartzo (Figura 4.12 b), zeólitas e argilominerais. As amígdalas constituem cerca de 30% do volume total da rocha. Em alguns pontos, observa-se uma mudança na direção das amígdalas, a qual é acompanhada pela direção das disjunções em laje.

4.1.8 Riolito hidrotermalizado

Este riolito de cor castanha avermelhada, granulação muito fina e granulometria submilimétrica, é constituído por cristais de plagioclásio (cerca de 35%) anédricos em meio à matriz de vidro vulcânico (aproximadamente 65%). Apresenta textura afanítica hipohialina afírica, disjunções em laje e amígdalas. Ocorre como corpos de extensão decamétrica e encontra-se em estado avançado de alteração, não tendo sido observados afloramentos deste litotipo são.

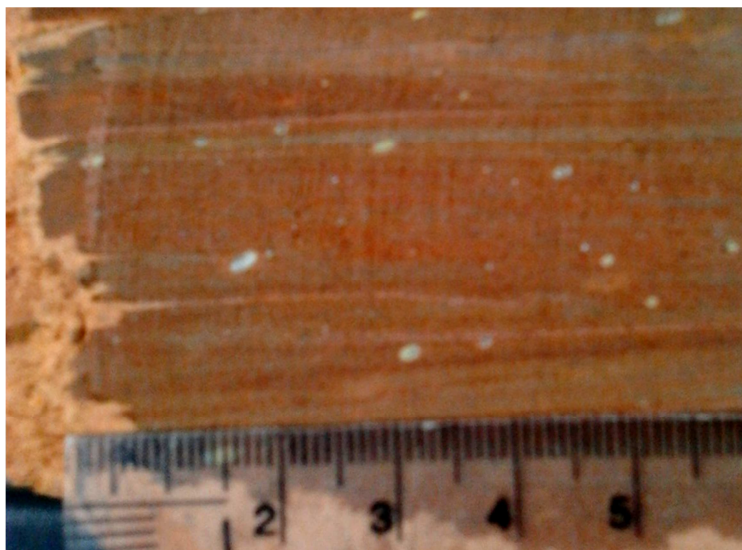


Figura 4.10 – Riolito vítreo bandado com bandamento composicional e amígdalas orientadas (ponto LC34).

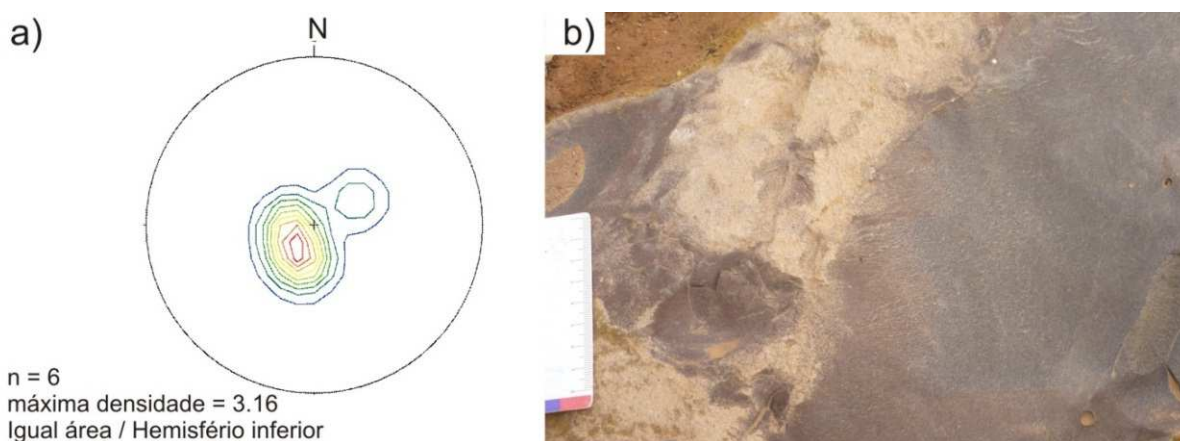


Figura 4.11 – a) Estereograma de pólos correspondentes aos planos das disjunções em laje da litofácies riolito afanítico. b) Riolito afanítico, de textura afanítica hipohialina afírica e estrutura amigdalóide (ponto LC49).

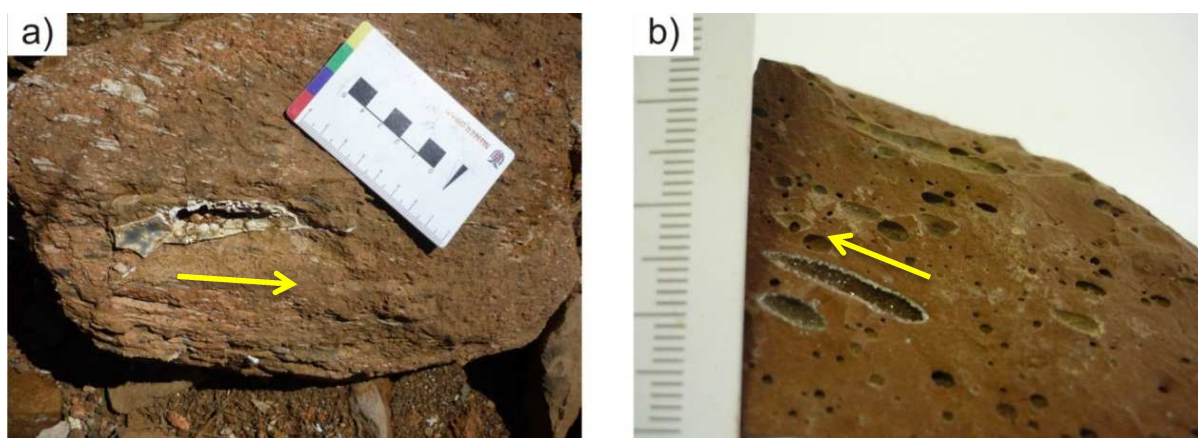


Figura 4.12 – a) Amígdalas ovais, achatadas, orientadas conforme planos das disjunções em laje, com formato indicando sentido do fluxo (seta); em destaque, amígdala preenchida por calcedônia botrioidal (ponto LC12). b) Amígdalas ovais e achatadas preenchidas por quartzo (sentido do fluxo indicado pela seta - ponto LC12).

As disjunções em laje são definidas por níveis contínuos de espessura centimétrica (com, em média, 2 cm) dispostos paralela a subparalelamente entre si. As amígdalas compõem cerca de 35% do volume total da rocha, possuem forma achatada, diâmetro milimétrico a centimétrico e encontram-se preenchidas por argilominerais e calcedônia, sendo o primeiro material o mais comum. Apesar de intensamente orientadas, a sua direção preferencial não é constante (Figura 4.13), chegando a variar, em alguns afloramentos, em intervalos decimétricos. Assim como nas demais litofácies, as amígdalas, em geral, têm formato hidrodinâmico, achatado lateralmente, alongado e com a porção distal mais larga que a frontal, indicando o sentido do fluxo.

Localmente observa-se que as amígdalas tendem a se agregar, possivelmente por coalescência, formando bolsões centimétricos (Figura 4.14 a), que podem encontrar-se achatados, formando níveis descontínuos constituídos por argilominerais e calcedônia (Figura 4.14 b). Destaca-se que, em um mesmo afloramento ocorrem, em diferentes pontos, tanto amígdalas orientadas, quanto bolsões ou níveis descontínuos, conjunto que permite inferir a formação sequencial destas feições. Além disso, observa-se que, em geral, a coalescência e posterior formação dos níveis localizam-se próximos ao contato desta litofácies com outras, tanto na porção basal quanto na de topo desta unidade.

Observam-se, ainda, veios de espessura milimétrica a centimétrica constituídos predominantemente por quartzo e argilominerais, com porcentagens subordinadas de feldspato potássico. Estas estruturas dispõem-se tanto de forma paralela quanto discordante em relação às disjunções em laje, sem direção preferencial.

Apesar da similaridade com o riolito amigdalóide, as amígdalas do último são preenchidas majoritariamente por calcedônia. Em contrapartida, o riolito hidrotermalizado está intensamente alterado e suas amígdalas são preenchidas, principalmente, por material argiloso, indícios de que o mesmo foi submetido a processos de alteração hidrotermal.

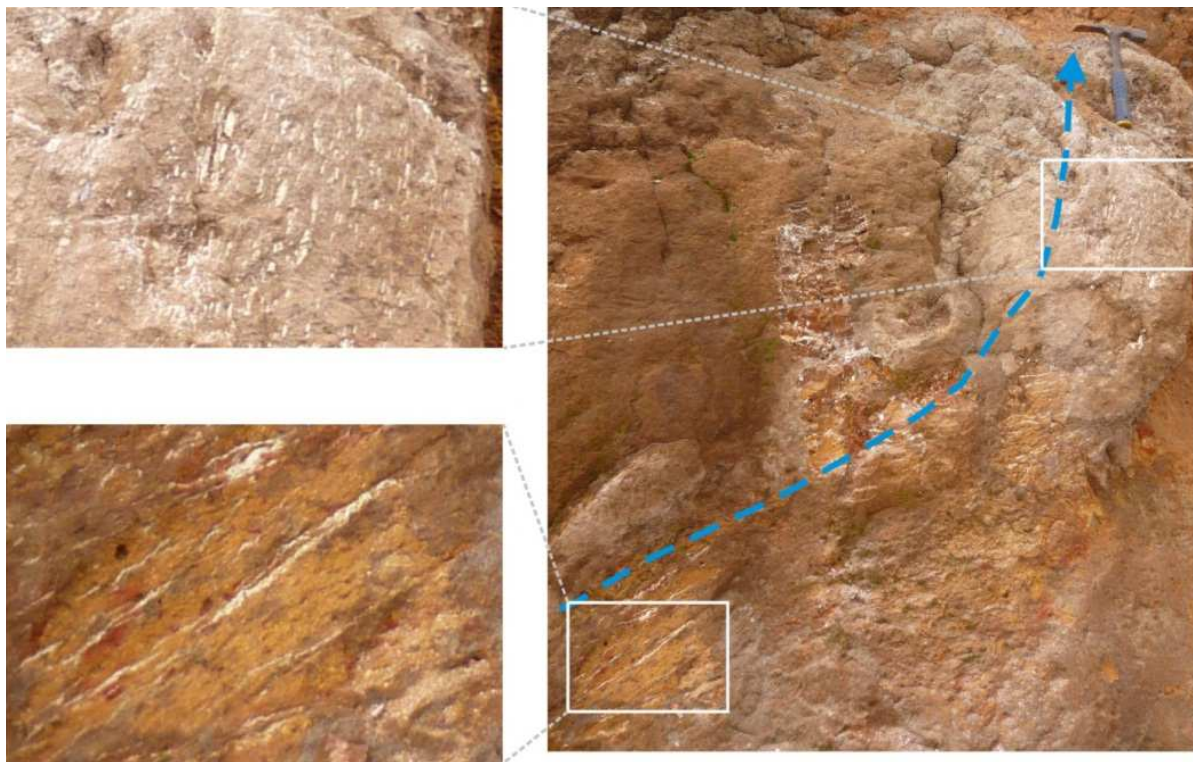


Figura 4.13 – Mudança na direção da orientação das amígdalas no riolito hidrotermalizado, indicada pela seta azul. O sentido da seta marca o sentido do fluxo, indicado pela forma das amígdalas.

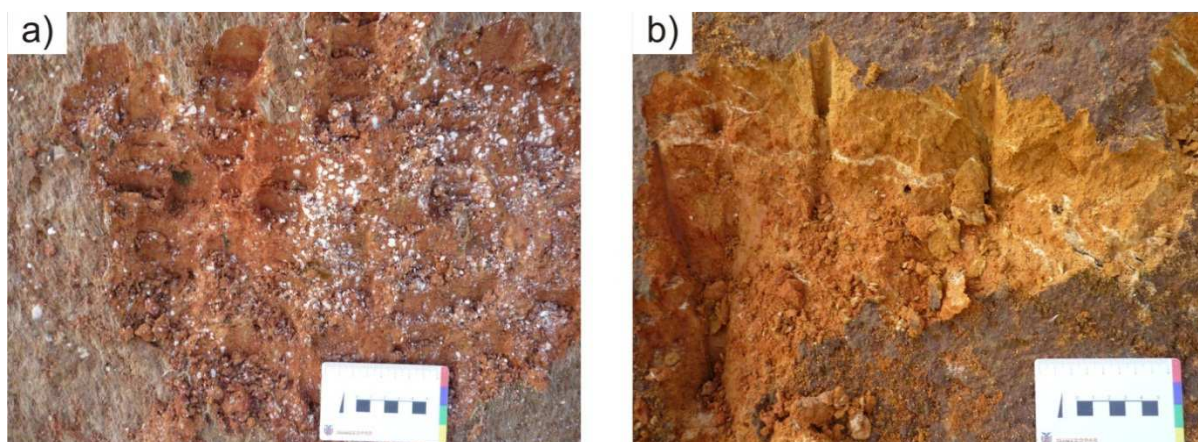


Figura 4.14 – a) Riolito hidrotermalizado com agregados de amígdalas (ponto LC33). b) Agregados de amígdalas achatadas, formando níveis descontínuos (ponto LC33).

4.1.9 Brecha intrusiva I

Rocha constituída por cerca de 40% de clastos oligomíticos de diâmetro centimétrico a decimétrico em meio à matriz de granulação muito fina (em média, 60%). Os clastos são angulosos, indicando pouco ou nenhum retrabalhamento, têm cor cinza esverdeada, granulação fina e granulometria submilimétrica. Os clastos são formados por plagioclásio envolvidos por matriz fina, constituída por vidro

vulcânico, com estrutura maciça e textura fanerítica equigranular fina hipohialina afírica, definidos como clastos de riolito.

A matriz desta brecha é vermelha acastanhada, de granulação muito fina, granulometria submilimétrica, composição silicática e envolve totalmente os clastos. Trata-se, portanto, de uma brecha sustentada pela matriz (Figura 4.15 a). Este litotipo ocorre em diques de espessura centimétrica a decimétrica intrudidos no riolito com disjunções em laje (Figura 4.15 b) e no riolito maciço, sendo que os clastos que o constituem são provenientes das litofácies encaixantes.

Na área estudada, observa-se um segundo tipo de brecha intrusiva I, semelhante à descrita anteriormente, mas de caráter polímitico, com clastos angulosos e de diâmetro centimétrico de riolito com disjunções em laje e de riolito afanítico. Os clastos estão totalmente envolvidos pela matriz castanha avermelhada, de composição silicática e granulação muito fina (Figura 4.16 a). Esta rocha ocorre concordantemente aos planos da estrutura da litofácies riolito com disjunções em laje, formando uma soleira.

4.1.10 Brecha intrusiva II

Rocha oligomítica, constituída por cerca de 50% de clastos de diâmetro centimétrico a decimétrico em meio à matriz de granulação fina (cerca de 50%). Os clastos são subarredondados, de cor cinza esverdeado claro, granulação fina e granulometria submilimétrica. São constituídos por cristais de plagioclásio submilimétricos em meio à matriz vítrea. Tratam-se de fragmentos do riolito com disjunções em laje (sendo que em alguns clastos maiores é possível ver as disjunções).

A matriz da brecha é castanha avermelhada, granulação muito fina e granulometria submilimétrica. É constituída por cristais de plagioclásio de granulação muito fina, em meio à matriz vítrea. Apresenta textura afanítica hipohialina afírica, disjunções em laje e amígdalas e encontra-se em estado avançado de alteração hidrotermal. Trata-se, portanto, do riolito hidrotermalizado. A matriz da brecha envolve totalmente os clastos, sendo que sua textura é sustentada pela matriz (Figura 4.16 b). Esta litofácies ocorre no contato entre o riolito hidrotermalizado (na porção basal) e o riolito com disjunções em laje (localizado acima da brecha).

4.1.11 *Pitchstone*

O *pitchstone* é cinza escuro quando são, ou castanho amarelado quando alterado e caracteriza-se pelo brilho graxo, cuja intensidade pode variar de moderada a intensa. É constituído predominantemente por vidro vulcânico e sua textura é afanítica holohialina (Figura 4.17 a). Nesta litofácies observam-se amígdalas geralmente milimétricas, com forma elipsoidal, intensamente achatadas e com orientação incipiente, preenchidas por calcedônia, que constituem de 5 a 20% do volume total da rocha. Ocorre na forma de corpos tabulares de extensão métrica e também apresenta disjunções em laje.

4.1.12 Basalto

O basalto tem cor cinza esverdeado escuro, granulação muito fina e granulometria submilimétrica e é constituído essencialmente por plagioclásio e piroxênio, de granulação muito fina. A textura é fanerítica equigranular muito fina ofítica e a estrutura maciça (Figura 4.17 b) e ocorre na forma de corpos tabulares de extensão decamétrica.



Figura 4.15 – a) Brecha intrusiva I oligomítica com clastos angulosos de riolito envolvidos por matriz silicática (ponto LC42). b) Brecha intrusiva I oligomítica associada a dique intrudido em riolito com disjunções em laje (ponto LC42).

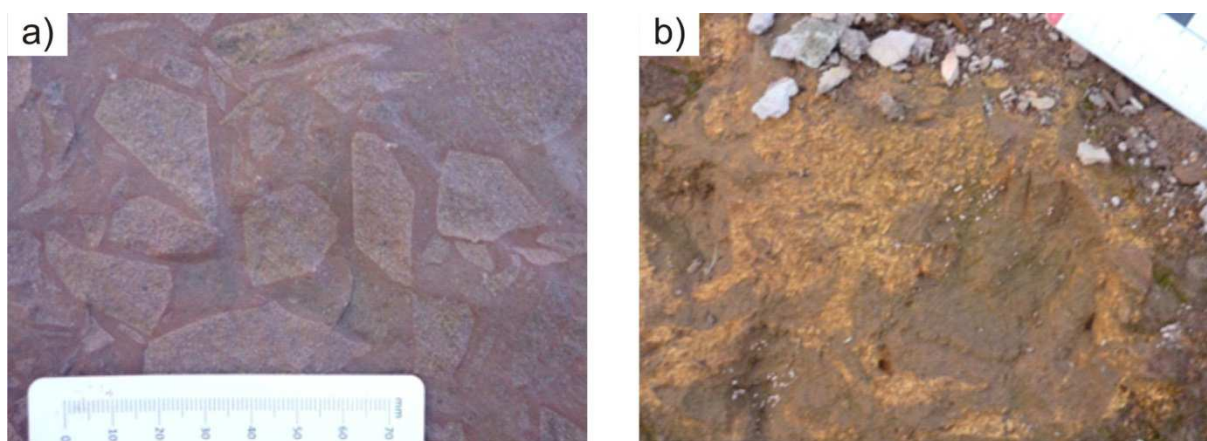


Figura 4.16 – a) Brecha intrusiva I polimítica, com clastos angulosos de riolito com disjunções em laje e riolito afanítico, em meio à matriz silicática (ponto LC54). b) Brecha intrusiva II com matriz formada por riolito hidrotermalizado, que envolve os clastos de riolito com disjunções em laje (ponto LC 32).

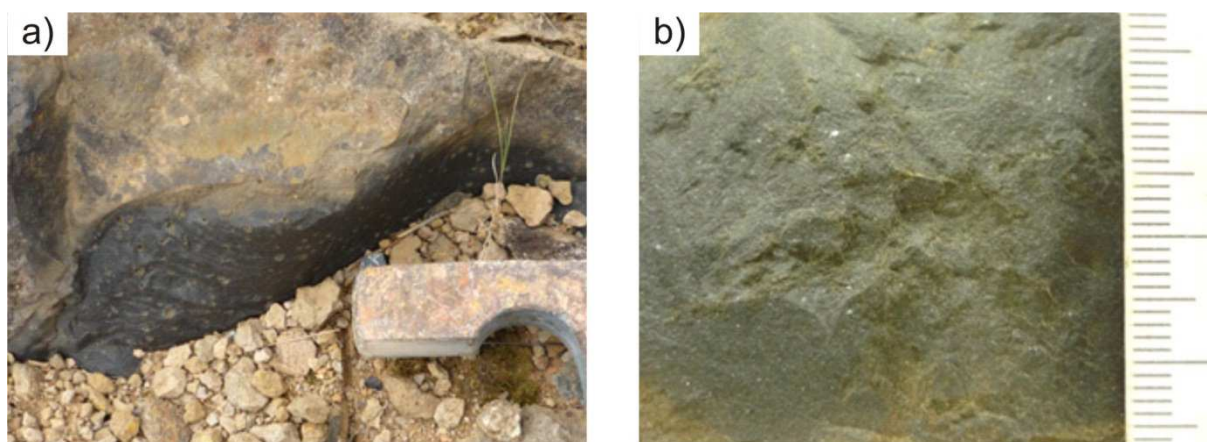


Figura 4.17 – a) *Pitchstone* com amígdalas milimétricas, elipsoidais, moderadamente achatadas e orientadas (ponto LC33). b) Basalto de textura fanerítica equigranular muito fina ofítica e estrutura maciça (ponto LC08).

4.2 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Na área estudada, são observadas estruturas de natureza rúptil geradas posteriormente aos litotipos vulcânicos. São fraturas sem preenchimento, apesar de também se observar falhas e zonas de cisalhamento, além das fraturas preenchidas descritas no item 4.1.

As fraturas sem preenchimento apresentam espaçamento decimétrico a métrico, geometria que varia de plana a curvilinear e geralmente sem abertura. A partir de tratamento estatístico por meio de diagrama de roseta (Figura 4.18), com dados bidirecionais e intervalo de classe de 10°, observa-se que há o predomínio de duas famílias de fraturas, uma de direção média N40-45E e outra, N55-60W. Também são observadas falhas pontuais com rejeitos centimétricos a decimétricos e geometria plana.

Localmente, são observadas faixas longas e estreitas nas quais há indícios de concentração de processos deformacionais, sendo, portanto, definidas como zonas de cisalhamento (Figura 4.19 a). Estas têm geometria plana a curvilinear e, em geral, são observadas duas direções preferenciais, N70-85E e N10W, com ângulos de mergulho vertical a subvertical. Sua espessura varia de cerca de 30 cm até 1 m, sendo que neste último caso, observam-se veios preenchidos por quartzo e argilominerais associados. Na área de influência destas estruturas, a rocha a elas associada está intensamente fraturada, quebrada e cominuída (Figura 4.19 b).

Devido ao intenso fraturamento, as rochas associadas às zonas de cisalhamento encontram-se mais suscetíveis a processos de alteração, principalmente deutérica, contrastando com as porções da rocha não afetadas pela deformação. Em alguns casos, ocorrem blocos centimétricos, matacões decimétricos a métricos com evidências de terem se formado a partir de decomposição esferoidal (Figura 4.20 a), novamente devido à favorabilidade à alteração deutérica associada a estas discontinuidades.

Veios preenchidos por material silicático de cor avermelhada (o mesmo que compõe a matriz das brechas intrusivas I), carbonato ou pela associação quartzo + feldspato potássico + argilominerais são observados preenchendo as discontinuidades primárias das rochas (planos das disjunções em laje) ou preenchendo fraturas, estas sem direção preferencial mesmo em escala de afloramento (Figura 4.20 b).

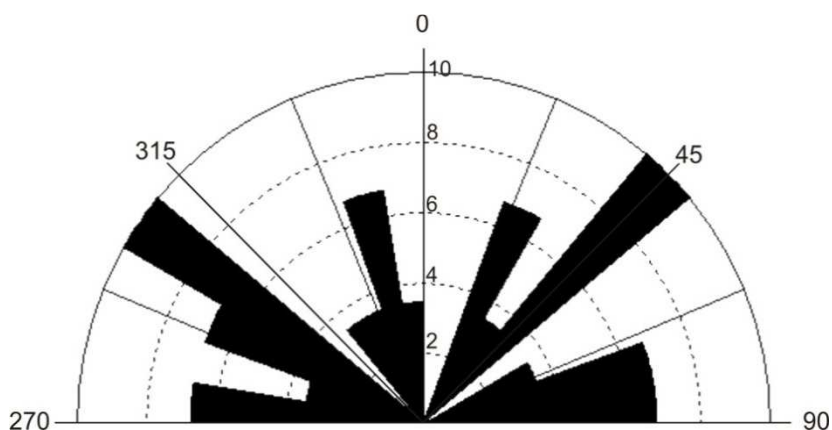


Figura 4.18 – Diagrama de rosetas para medidas de fraturas sem preenchimento (n=25).



Figura 4.19 – a) Zona de cisalhamento em rochas das litofácies riolito maciço e riolito com estrutura de fluxo bandada (ponto LC01). b) Quebramento e fraturamento em zona de cisalhamento (ponto LC01).

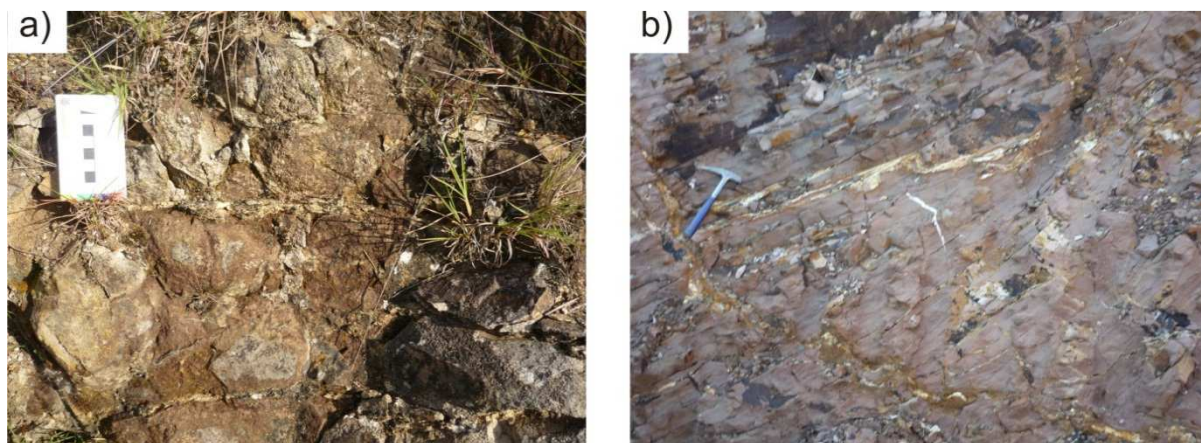


Figura 4.20 – a) Decomposição esferoidal associada a descontinuidades (ponto LC33) b) veios preenchidos por quartzo, feldspato potássico e argilominerais dispostos concordantemente às disjunções em laje da rocha ou cortando as mesmas, sem direção preferencial (ponto LC20).

4.3 RELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

Tendo em vista que o objetivo geral do trabalho é a definição e a descrição das diversas litofácies aflorantes na área de estudo e consequente discussão acerca de sua origem, a seleção dos afloramentos foi norteada visando abranger o máximo de litofácies possível. Desta maneira, os pontos descritos chegam a distar quilômetros uns dos outros, não sendo possível o controle estratigráfico satisfatório de cada unidade e o mapeamento das mesmas. Além disso, a correlação estratigráfica baseada na altitude de afloramento de cada ponto é uma abordagem imprecisa e simplista para a região, devido à presença de zonas de cisalhamento perturbando as rochas.

No entanto, evidenciam-se em escala de afloramento algumas relações de empilhamento importantes, apesar de as mesmas não deverem ser generalizadas para toda a área, uma vez que não foi definido o número de episódios vulcânicos presentes.

Em todos os pontos em que ocorrem juntos, a litofácies riolito hidrotermalizado encontra-se abaixo do riolito com disjunções em laje, com contato sinuoso (Figura 4.21 a). No entanto, a brecha intrusiva II, no contato entre estas rochas, é formada por clastos do riolito com disjunções em laje em meio à matriz do riolito hidrotermalizado. Esta relação indica que este litotipo é posterior ao riolito com disjunções em laje.

Desta maneira, constata-se que a base do riolito com disjunções em laje atua como uma descontinuidade preferencial ao encaixe do riolito hidrotermalizado. Considera-se que este, pela grande quantidade de amígdalas e, consequentemente, de voláteis em sua composição, tenha sido formado a partir de um material de elevada viscosidade efetiva. Quando tal material intruiu no riolito com disjunções em laje, ocorreu a fragmentação das porções próximas a esta interface, gerando a brecha.

A presença de veios (Figura 4.21 b) preenchidos por argilominerais, quartzo e feldspato potássico é comum no riolito com disjunções em laje nos pontos em que o riolito hidrotermalizado também ocorre. Veios de carbonato ou do material silicático vermelho/preto estão ausentes.

Ainda no que concerne ao riolito com disjunções em laje, no ponto LC11 há uma pedreira desativada na qual a única litofácies aflorante é esta, cortada

pontualmente por veios preenchidos por carbonato. Neste local, é possível identificar o topo desta litofácies, definido pela presença de disjunções colunares na porção mais elevada do afloramento (zona A). Logo abaixo, observa-se que as disjunções em laje têm espaçamento cerrado de, em média, 5 cm (zona B). Conforme o afastamento do topo, as disjunções em laje se tornam mais espaçadas, até atingir espessuras decimétricas (zona C) (Figura 4.22 a e b).

Em alguns pontos (LC16, LC33 e LC37) há uma variação lateral entre as litofácies *pitchstone*, riolito afanítico e riolito com disjunções em laje, respectivamente. A última litofácies apresenta os planos de sua estrutura com mergulhos mais acentuados (entre 80 e 55°) que o comumente observado em outros afloramentos (Figura 4.23 a). O contato entre *pitchstone* e riolito afanítico e entre riolito afanítico e riolito com disjunção em lajes é geralmente gradacional, tendo sido observados blocos com intercalação entre riolito afanítico e riolito com disjunções em laje.

Em afloramentos em que os planos do riolito com disjunções em laje são horizontalizados ou com pequeno ângulo de mergulho, o riolito afanítico ocorre estratigraficamente abaixo do primeiro ou na forma de diques ou soleiras. Em alguns afloramentos, também é observado o *pitchstone* abaixo ou acima do riolito com disjunções em laje, este com estruturas subhorizontalizadas.

Especificamente no ponto LC26 (Figura 4.23 b), as litofácies riolito afanítico (base) e riolito com disjunções em laje (topo) apresentam estruturas levemente flexionadas, sugerindo a presença de um lobo métrico com variação faciológica concêntrica.

No ponto LC01, o riolito com estrutura de fluxo bandada aflora sobre o riolito maciço, e o contato entre eles é gradacional. O riolito vítreo bandado (ponto LC34), por sua vez, encontra-se sobreposto ao riolito hidrotermalizado, com contato abrupto, mas sem veios cortando-o.

O basalto ocorre tanto intercalado ao riolito com estrutura de fluxo bandada (ponto LC02), quanto isoladamente (ponto LC08). Neste último caso, ele aflora em uma cota consideravelmente baixa (930 m) se comparada às das litofácies ácidas.

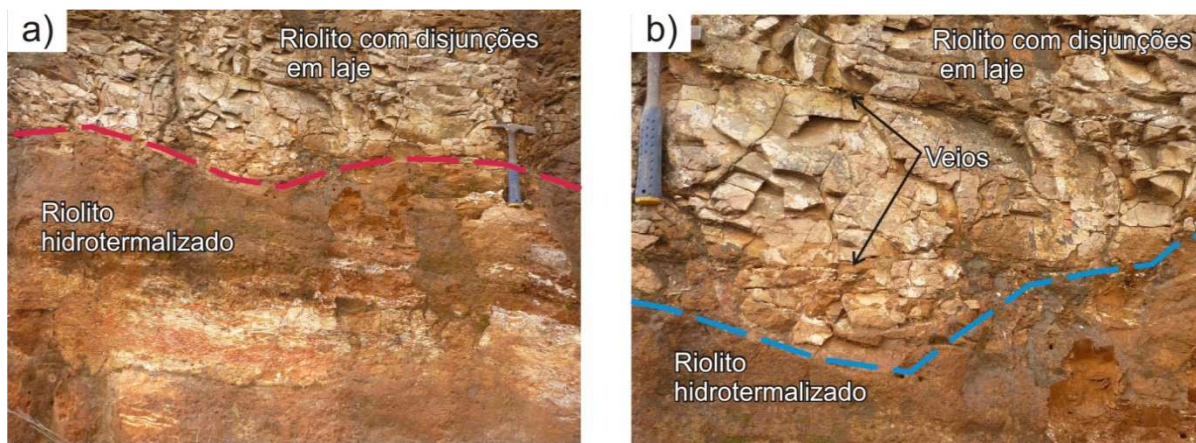


Figura 4.21 – a) Riolito com disjunções em laje sobreposto ao riolito hidrotermalizado, com contato sinuoso (ponto LC 33). b) Presença de veios preenchidos por argilominerais, quartzo e feldspato potássico no riolito com disjunções em laje próximos ao contato com o riolito hidrotermalizado (ponto LC 33).

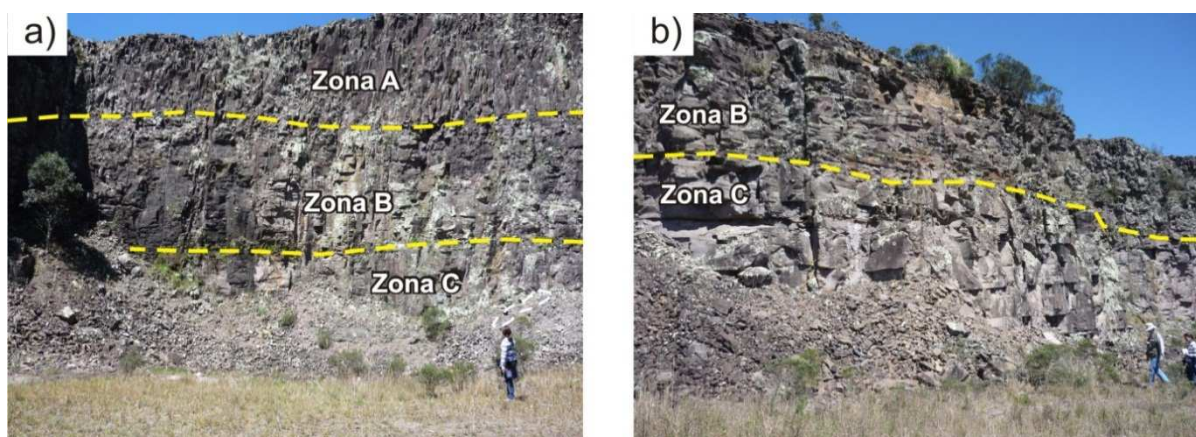


Figura 4.22 – a) Zonas A, B e C no riolito com disjunções em laje aflorante no ponto LC 11. b) Detalhe da diferença de espaçamento entre as disjunções em laje da zona B (mais cerradas) e C (mais espaçadas) (ponto LC 11).

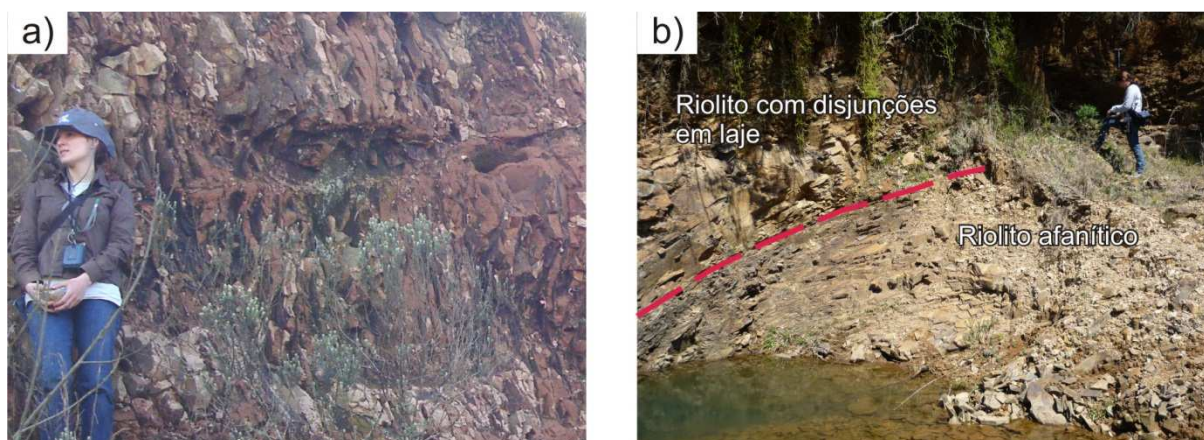


Figura 4.23 – a) Riolito com disjunções em laje verticalizadas (ponto LC16). b) Lobo de riolito afanítico em contato com riolito com disjunções em laje (ponto LC26).

5 PETROGRAFIA MICROSCÓPICA

A análise petrográfica de 58 lâminas delgadas de amostras representativas das litofácies descritas em campo indica que estas rochas apresentam pouca variação com relação à assembleia mineral, apesar de variarem as porcentagens de cada fase cristalina. Desta forma, como constatado em análise macroscópica, são as feições texturais, estruturais e a porcentagem de vidro vulcânico que diferenciam estes litotipos.

As rochas caracterizadas macroscopicamente como afíricas, em análise microscópica, são constituídas por microfenocristais de plagioclásio e piroxênio cálcico envolvidos por matriz formada predominantemente por vidro vulcânico (em diferentes estágios de devitrificação) e cristais de feldspato alcalino e quartzo, além de cristais de minerais opacos e apatita (Figura 5.1 a).

5.1 ASSEMBLEIA MINERAL ESSENCIAL

O plagioclásio é classificado como andesina a labradorita e perfaz entre 10-35% da composição modal destas rochas. Este mineral possui granulometria submilimétrica, granulação fina e ocorre como microfenocristal na rocha. Os microfenocristais são euédricos a subédricos ripiformes, com bordas localmente corroídas.

Em porcentagem subordinada, há cristais com zonamento composicional, com bordas engolfadas pela matriz vítrea e terminações em cauda de andorinha. Localmente, são observados microfenocristais quebrados ou levemente flexionados (Figura 5.1 b). Alteração para mica branca varia de incipiente a intensa, ocorrendo cristais límpidos.

O piroxênio, identificado como cálcico, é castanho amarelado ou castanho pálido e constitui no máximo 10% da composição modal da rocha, podendo ocorrer como traços. Este mineral ocorre como cristais de hábito euédrico a subédrico prismático, submilimétricos de granulação fina, sendo que alguns atingem até 1,3 mm de comprimento. Encontram-se fraturados e incipientemente cloritizados. Em alguns pontos são observados cristais com hábito acicular e com o interior oco, indicando rápida cristalização. Assim como os cristais de plagioclásio, os cristais de piroxênio podem se apresentar quebrados (Figura 5.2 a).

Cristais de quartzo e feldspato alcalino de granulação muito fina formam a matriz cristalina destas rochas, que perfaz entre 5-65% da composição modal (apesar de poder estar ausente) e que será daqui em diante denominada de matriz quartzo-feldspática. O hábito destes dois minerais é anédrico, com limites pouco definidos e por vezes anastomosados.

Os minerais opacos, quando de origem primária, são de hábito euédrico a subédrico, em seções quadradas ou triangulares (possivelmente magnetita ou pirita), sua granulação é muito fina a fina e podem chegar a constituir cerca de 10% da rocha, porém suas porcentagens médias estão em torno de 5%. Apresentam granulometria submilimétrica e, localmente, possuem bordas engolfadas pelo vidro vulcânico ou formando agregados de minerais opacos. Os cristais de apatita ocorrem como acessório de granulação muito fina e hábito euédrico prismático ou hexagonal.

O vidro vulcânico encontra-se em diferentes graus de devitrificação. Observa-se, ainda, grande variação na representatividade do vidro vulcânico desses litotipos, perfazendo entre 10 e 80% da composição modal das rochas. O vidro possui cores que variam de castanho avermelhado escuro a castanho pálido amarelado, podendo ser isótropo ou, quando em início de processo de devitrificação, com leve birrefringência.

5.2 ASSEMBLEIA MINERAL SECUNDÁRIA

A assembleia mineral secundária é formada pela paragênese sericita, minerais opacos e, por vezes, clorita. Em algumas amostras, a alteração hidrotermal é mais pervasiva que em outras, sem, no entanto, haver variação na assembleia mineral. Estes minerais em geral substituem cristais primários, apesar de também ocorrerem na forma de preenchimento de amígdalas.

A mica branca, de granulação muito fina a fina, ocorre preenchendo planos de clivagem em cristais de plagioclásio, sendo que, quando a alteração é mais pervasiva, a sericita pode substituir totalmente os cristais.

Os minerais opacos de origem secundária têm granulação muito fina e podem ocorrer em duas formas distintas. Na primeira, de hábito anédrico, ocorrem como alteração de cristais de piroxênio cálcico, por vezes formando bordas ao redor

destes minerais. Outra forma de ocorrência dos minerais opacos é preenchendo interstícios da rocha.

A clorita possui hábito subédrico a anédrico, granulação muito fina e ocorre preenchendo amígdalas arredondadas milimétricas ou formando a matriz da rocha. Também pode ser produto de alteração do vidro vulcânico ou do piroxênio cálcico, por vezes substituindo-o completamente.

Além da clorita, são observadas amígdalas preenchidas por quartzo anédrico de granulação muito fina e zeólitas subédricas de granulação fina. Algumas amígdalas têm sucessivas camadas concêntricas, podendo ser constituídas pelo mesmo material, apesar dos níveis próximos à borda da estrutura serem constituídos por cristais de granulação mais fina que o núcleo e, ainda apresentar camadas com variação composicional (borda de celadonita e núcleo de quartzo).

5.3 FEIÇÕES DE DEVITRIFICAÇÃO

Devido ao vidro vulcânico tratar-se de um material termodinamicamente instável, com o passar do tempo, o mesmo tende a devitrificar ou a ser substituído por minerais de alteração, tais como zeólitas ou filossilicatos. O processo de devitrificação envolve a nucleação e a cristalização de minerais a partir do vidro, em temperaturas *subsolidus*.

Dentre as feições de devitrificação observadas nos litotipos descritos, destaca-se a presença de quebras perlíticas (*perlitic cracks*) (Figura 5.2 b). As mesmas são formadas pela hidratação do vidro vulcânico, devido à difusão de água no material vítreo provocar o aumento de seu volume. A tensão associada a esta expansão é então liberada formando as quebras perlíticas. Nos litotipos estudados, estas feições podem tanto configurar uma rede intrincada de quebras conectadas entre si, ou então ocorrerem de forma isolada. Elas apresentam em geral formato retilíneo, às vezes levemente curvadas. São descontínuas e de extensão submilimétrica.

A hidratação do vidro vulcânico também foi responsável pela gênese de argilominerais. Estes minerais ocorrem tanto disseminados no vidro vulcânico como associados às quebras perlíticas. As fraturas atuariam como descontinuidades por onde percolaria o fluido, o qual hidrataria as porções vítreas que margeiam as quebras.

Em várias litofácies, observa-se que o vidro vulcânico apresenta variações na sua cor e birrefringência. Quando não devitrificado, o vidro vulcânico é isótropo e de cor castanho escuro a castanho avermelhado. Quando castanho claro, possui leve birrefringência, o que sugere que o processo de devitrificação já foi iniciado, apesar de não terem sido gerados novos cristais.

Observam-se esferulitos (Figura 5.3) de diâmetro submilimétrico, formato arredondado e que, localmente, ocorrem envolvendo microfenocristais de plagioclásio. No entanto, estas feições somente são observadas em luz polarizada, devido à extinção fibrorradiada. Em luz natural, nota-se que os esferulitos estão associados a material vítreo castanho amarelado, de birrefringência de primeira ordem, com bordas castanho avermelhado e isótropas. Esta relação indica que o centro dos esferulitos encontra-se em estágio inicial de devitrificação (gerando então os esferulitos), enquanto que suas bordas ainda não foram devitrificadas. O processo ocorre, portanto, do núcleo para a borda do esferulito.

5.4 FEIÇÕES TEXTURAIS E ESTRUTURAIS

Apesar da assembleia mineral ter pouca variação, o mesmo não se aplica às suas feições estruturais e texturais. São descritas duas texturas e cinco estruturas distintas a partir de critérios petrográficos correlacionados às litofácies descritas em campo (Quadro 5.1).

5.4.1 Aspectos texturais

A presença de microfenocristais de plagioclásio e/ou piroxênio cálcico é comum a todas as litofácies, definindo a textura microporfirítica. Em termos texturais, as litofácies diferenciam-se pela porcentagem de vidro vulcânico presente. Para caracterizar este aspecto, foi utilizada a terminologia sugerida por Sial e McReath (1984). Os autores designam a textura na qual a fração cristalina predomina sobre a vítrea como “hipocristalina” (Figura 5.4 a), enquanto que aquela na qual o vidro predomina sobre os cristais é chamada de “hipohialina” (Figura 5.4 b).

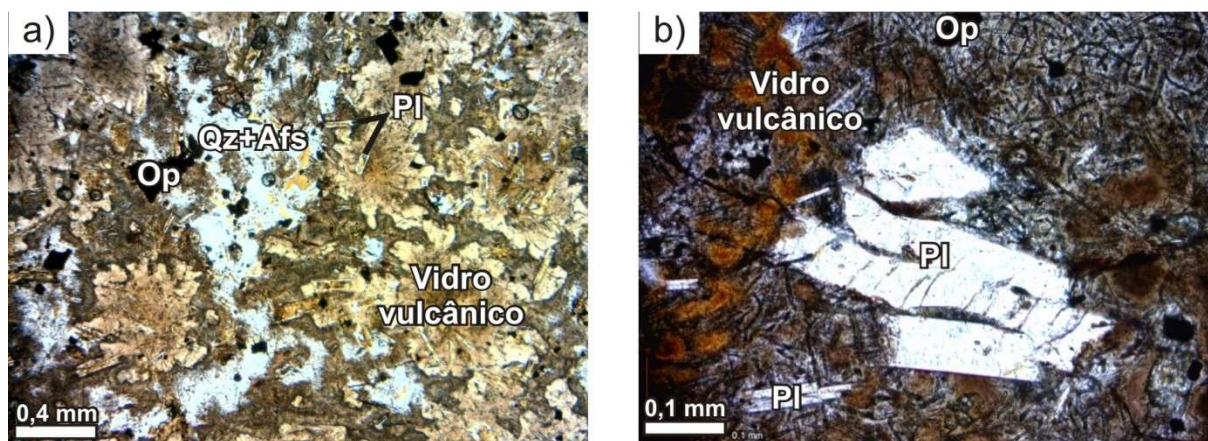


Figura 5.1 - a) Visão geral dos litotipos descritos: microfenocristais de plagioclásio, minerais opacos, matriz quartzo-feldspática e vidro vulcânico com variação de cor (luz natural, amostra LC27-1); b) Microfenocristal de plagioclásio levemente flexionado em meio à matriz vítrea (luz natural, amostra LC25-1). Qz: quartzo; Afs: feldspato alcalino; Pl: plagioclásio; Op: minerais opacos.

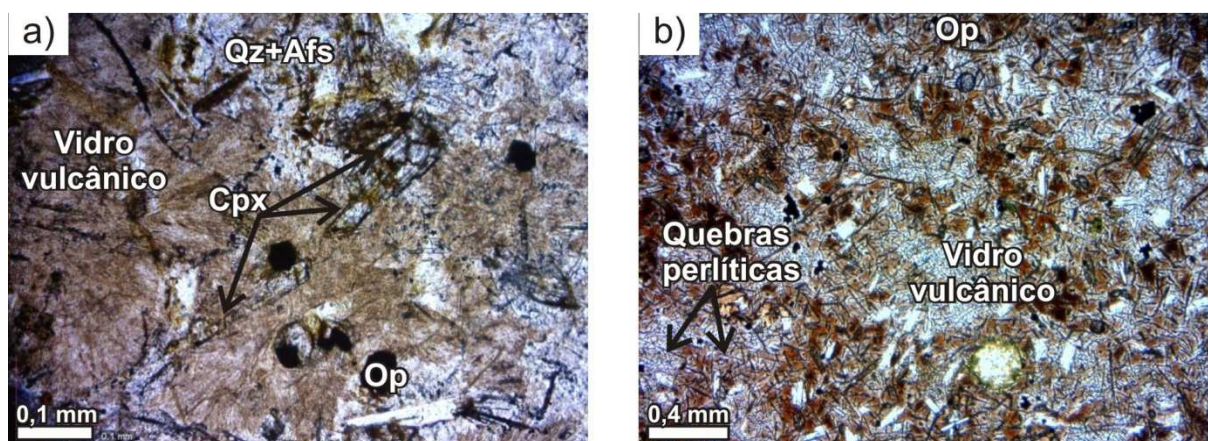


Figura 5.2 - a) Microfenocristal de clinopiroxênio cálcico quebrado envolvido pela matriz quartzo-feldspática e por vidro vulcânico (luz natural, amostra LC01-6); b) Quebras perlíticas em vidro vulcânico (luz natural, amostra LC15-1). Qz: quartzo; Afs: feldspato alcalino; Cpx: clinopiroxênio; Op: minerais opacos.



Figura 5.3 - Esferulitos constituídos por feldspato alcalino (luz polarizada, amostra LC11-4). Pl: plagioclásio.

FÁCIES	ASSEMBLEIA MINERAL E VÍTREA						TEXTURA	ESTRUTURA
	PLAGIOCLÁSIO	PIROXÊNIO CÁLCICO	MINERAIS OPACOS	APATITA	MATRIZ QUARTZO-FELDSPÁTICA (QUARTZO+ FELDSPATO ALCALINO)	VÍDRO VULCÂNICO		
Riolito com níveis de quartzo	15	5	10	tr.	55	15	microporfirítica hipocristalina	Estrutura de fluxo magmático e níveis de quartzo
Riolito maciço	20-25	5-10	5	tr.	20-30	40	microporfirítica hipocristalina	Estrutura de fluxo magmático incipiente
Riolito com disjunções em laje	15-35	tr.-10	tr.-10	tr.	25-65	10-50	microporfirítica hipocristalina	Estrutura de fluxo magmático incipiente
Riolito com estrutura de fluxo bandada	15-25	tr.-10	tr.-5	tr.	20-40	35-45	microporfirítica hipocristalina	Bandamento composicional e estrutura de fluxo magmático
Riolito vítreo bandado	10	10	5	0	0	75	microporfirítica hipohialina	Bandamento composicional, estrutura de fluxo magmático e amigdalóide
Riolito afanítico	15-25	tr.-10	5-10	tr.	5-10	55-75	microporfirítica hipohialina	Bandamento composicional e/ou estrutura de fluxo magmático
Riolito amigdalóide	15-20	5-10	tr.-10	0	0	65-70	microporfirítica hipohialina	Estrutura de fluxo magmático, amigdalóide e vesicular
<i>Pichstone</i>	10-20	tr.-10	tr.-10	tr.	0-5	65-80	microporfirítica hipohialina	Estrutura de fluxo magmático

Quadro 5.1 – Sumarização das características microscópicas composicionais, texturais e estruturais das litofácies descritas.

Desta forma, são descritas quatro litofácies com textura microporfirítica hipocristalina (riolito com níveis de quartzo, riolito maciço, riolito com disjunções em lajes, riolito com estrutura de fluxo bandada) e quatro litofácies microporfiríticas hipohialinas (riolito vítreo bandado, riolito afanítico, riolito amigdalóide e *pitchstone*). As rochas de textura hipocristalina têm entre 10 e 50% de vidro vulcânico em sua composição, enquanto a fase cristalina varia entre 50 e 90%. A textura hipohialina, por sua vez, é observada em amostras com, no mínimo, 55% de vidro, podendo perfazer até 80% da rocha no caso dos *pitchstones*.

5.4.2 Aspectos estruturais

Microscopicamente, observa-se que os microfenocristais de plagioclásio têm orientação incipiente e pontual, o que define uma estrutura de fluxo magmático. Esta é comum em várias litofácies e ocorre associada a outras estruturas.

A estrutura de fluxo bandada é determinada pela presença de níveis constituídos por vidro vulcânico de cores diferentes e por variações na porcentagem de matriz quartzo-feldspática (Figura 5.5 a). Enquanto os níveis que, macroscopicamente, são de cor cinza esverdeado escuro são constituídos predominantemente por vidro vulcânico de cor castanho médio (65%), 20% de

plagioclásio, 10% de matriz quartzo-feldspática e 5% de minerais opacos, os níveis cinza esverdeados claros são constituídos por vidro vulcânico castanho amarelado pálido associado a maiores porcentagens de matriz quartzo-feldspática (45% de vidro vulcânico, 15% de plagioclásio, 35% de matriz quartzo-feldspática e 5% de minerais opacos). Os cristais de plagioclásio orientados que definem a estrutura de fluxo incipiente se dispõem paralelamente ao bandamento. Este bandamento é observado nas litofácies riolito com estrutura de fluxo bandada e riolito afanítico. Em ambas, a estrutura encontra-se dobrada, formando dobras fechadas e intrafoliares.

Ao analisar-se o bandamento em microscópio eletrônico de varredura, não são observadas diferenças texturais entre os níveis claros e escuros. Ambos apresentam uma textura granulada (Figura 5.5 b), sem feições que indiquem diferenças no grau de devitrificação.

A análise por catodoluminescência indica variações na luminescência entre estes níveis, sendo que as bandas escuras são predominantemente azuis enquanto que nas bandas claras há porções avermelhadas (Figura 5.6 a e b). Esta diferença de resposta sugere variações composicionais entre os níveis, uma vez que a componente vermelha é um indicativo da presença de Eu^{2+} , Fe^{3+} ou Ti^{4+} na estrutura cristalina do feldspato alcalino, enquanto a cor azul é a sua cor usual, resultado de defeitos estruturais geralmente relacionados às ligações Al-O-Al.

Também foi descrito um segundo tipo de estrutura bandada, observado na litofácies riolito vítreo bandado, que se diferencia da estrutura de fluxo bandada previamente descrita por ter maior porcentagem de vidro vulcânico e por ser formada por cinco níveis. Todos são constituídos pela associação matriz vítrea, cristais de plagioclásio e piroxênio cálcico intensamente orientados, minerais opacos, quartzo e estruturas ameboides formadas por vidro vulcânico (Figura 5.7 a).

Estas estruturas ameboides possuem terminações arredondadas, similares a paredes de vesículas fragmentadas, sendo que suas margens têm uma borda de reação com a matriz vítrea que as envolve. Elas ocorrem com duas granulometrias: uma população com 0,2 mm de diâmetro em média (granulação fina) e outra com 0,01 mm (granulação muito fina). Em alguns casos, o núcleo destas estruturas é preenchido por quartzo secundário. Doravante, estas estruturas formadas por vidro vulcânico serão denominadas de “estruturas ameboides finas” ou “estruturas ameboides muito finas”, conforme a sua granulação.

Cada uma das cinco bandas (A, B, C, D e E) diferencia-se pela porcentagem de seus constituintes (Figura 5.7 b e Quadro 5.1 Quadro 5.2). O nível A é constituído por 10% de cristais de plagioclásio orientados e 90% de vidro vulcânico, dos quais 70% se referem à matriz vítrea, 10% a estruturas ameboides finas e outros 10% a estruturas ameboides muito finas. O nível B é formado por 85% de vidro vulcânico (55% de matriz vítrea, 25% de estruturas ameboides muito finas e 5% de estruturas ameboides finas), 10% de plagioclásio orientado, 5% de piroxênio e traços de opaco.

O nível C apresenta predomínio de estrutura amebóide muito fina (75%), além de 15% de matriz vítrea, 5% de minerais opacos, 5% de piroxênio e traços de plagioclásio. O nível D é constituído por 40% de matriz vítrea, 30% de piroxênio, 20% de estruturas ameboides muito finas, 5% de estruturas vítreas finas, 5% de minerais opacos e traços de plagioclásio. O nível E é formado por quartzo (75%), piroxênio (15%) e minerais opacos (10%).

Os níveis não têm distribuição preferencial, estão dispostos aleatoriamente e o contato entre eles é gradacional, ora com aumento ora com diminuição na porcentagem de estruturas ameboides. Os planos formam dobras fechadas e, em alguns pontos, os níveis B e C são descontínuos. No nível D, há minerais opacos euédricos em seções quadradas rotacionadas, envolvidos por cristais de piroxênio, enquanto que o nível C possui cristais de plagioclásio e amígdalas ovais rotacionadas (Figura 5.8 a), ambos com o mesmo sentido de rotação. Isoladamente observa-se um nível preenchido por quartzo cujas paredes apresentam feições intrusivas na matriz vítrea. (Figura 5.8 b).

No riolito com níveis de quartzo, observa-se que estes níveis, dispostos paralelamente entre si, são descontínuos e sinuosos (Figura 5.9 a), constituídos por cristais de quartzo subédricos com contato poligonal. Localmente, os níveis se truncam em ângulos de 30°. Os cristais de plagioclásio possuem orientação paralela a estes níveis, inclusive quando há o truncamento. Nesta litofácies são observadas porções com quebras perlíticas melhor desenvolvidas, que se dispõem paralelamente aos níveis de quartzo, sugerindo a presença de um bandamento definido por variações no grau de devitrificação.

No riolito amigdaloide são observadas vesículas e amígdalas preenchidas por quartzo e zeólitas, achatadas e orientadas. Concordantes a essas estruturas, ocorrem microfenocristais de plagioclásio e piroxênio cálcico intensamente orientados, o que define uma estrutura de fluxo magmático. As amígdalas (por vezes

preenchidas por vidro ou clorita) também podem ser observadas nas demais litofácies, no entanto constituem no máximo 15% do volume da rocha, enquanto que no riolito amigdalóide elas somam cerca de 30% do volume.

Banda	Composição	Particularidades estruturais
A	Vidro vulcânico (90% - 70% de matriz vítrea, 10% de estruturas ameboides finas e 10% de estruturas ameboides muito finas) e plagioclásio (10%).	—
B	Vidro vulcânico (85% - 55% de matriz vítrea, 5% de estruturas ameboides finas e 25% de estruturas ameboides muito finas), 5% de piroxênio e traços de opacos.	Nível pontualmente descontínuo.
C	Vidro vulcânico (90% - 75% de estruturas ameboides muito finas e 15% de matriz vítrea), 5% de piroxênio e 5% de minerais opacos e traços de plagioclásio.	Nível pontualmente descontínuo. Cristais de plagioclásio e amígdalas rotacionados.
D	Vidro vulcânico (65% - 40% de matriz vítrea, 20% de estruturas ameboides muito finas e 5% de estruturas ameboides finas). 30% de piroxênio, 5% de minerais opacos e traços de plagioclásio.	Minerais opacos euédricos rotacionados. Feições intrusivas na matriz vítrea.
E	Quartzo (75%), piroxênio (15%) e minerais opacos (10%).	—

Quadro 5.2 – Sumarização das características das diferentes bandas do riolito vítreo bandado.

5.5 BRECHA INTRUSIVA I

Foram confeccionadas lâminas delgadas somente da brecha intrusiva I, tendo em vista que a outra brecha observada apresenta um grau de alteração que impossibilita a sua laminação. A descrição de uma lâmina de riolito com disjunções em laje com veios vermelhos e de composição silicática indica que os veios são compostos pelo mesmo material da matriz das brechas intrusivas I.

O arcabouço destas brechas é constituído por fragmentos angulosos de riolito com disjunção em lajes. Já a matriz é formada por minerais de granulação muito fina, constituída por clastos subangulosos a subarredondados de quartzo (30%), feldspato alcalino (25%), muscovita (traço), minerais opacos (traço) e material ferruginoso (45%), responsável pela sua cor vermelha. Em alguns pontos, observa-se um acamamento composicional (Figura 5.9 b), ora constituído predominantemente por material ferruginoso, ora pela associação do material ferruginoso com os demais minerais. Estes níveis podem estar flexionados.

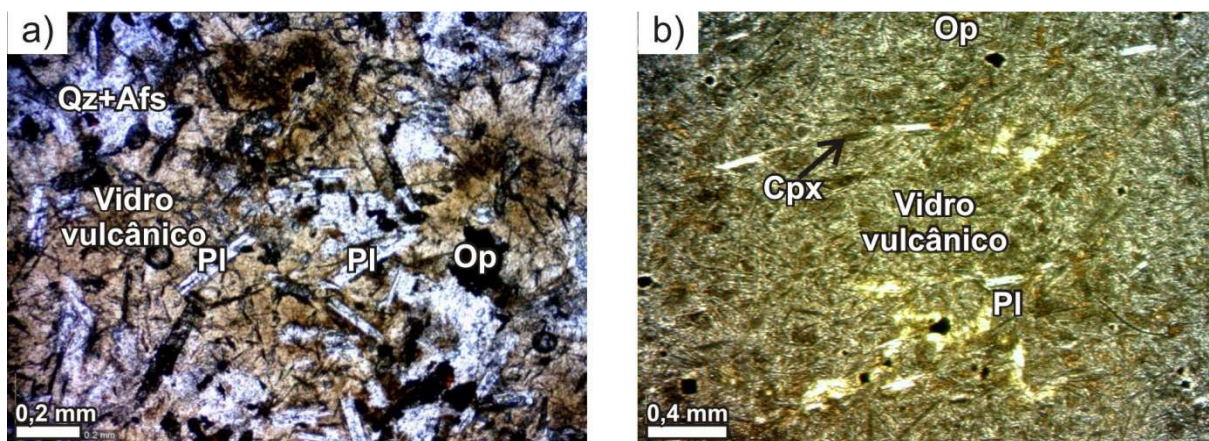


Figura 5.4 - a) Textura microporfirítica hipocristalina em riolito maciço (luz natural, amostra LC01-8); b) Textura microporfirítica hipohialina em *pitchstone* (luz natural, amostra LC33-3). Qz: quartzo; Afs: feldspato alcalino; Pl: plagioclásio; Cpx: clinopiroxênio; Op: minerais opacos.

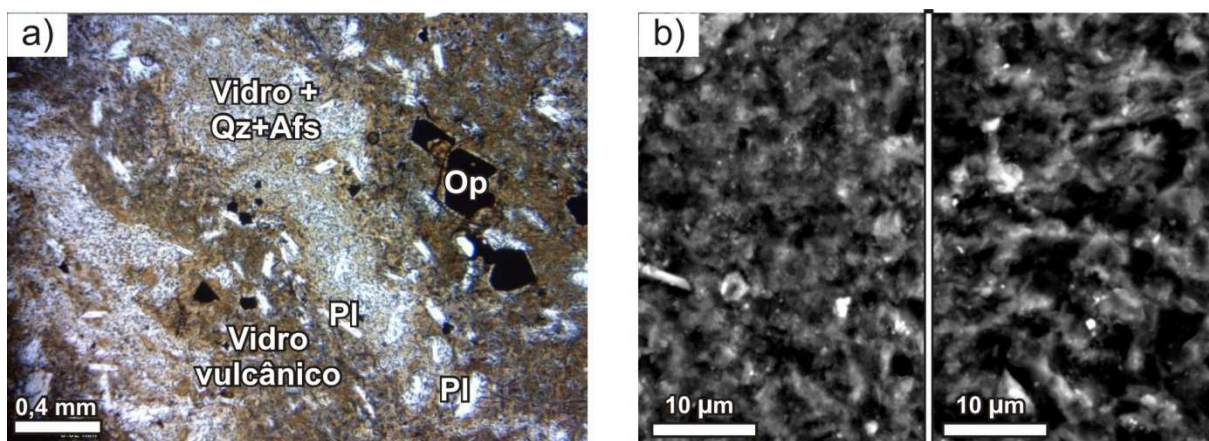


Figura 5.5 - a) Riolito afanítico com bandamento composicional (luz natural, amostra LC28-1); b) Imagem micrográfica obtida em MEV (elétrons secundários) da banda clara (esquerda) e escura (direita) com aspecto granular do bandamento composicional (amostra EA-362). Qz: quartzo; Afs: feldspato alcalino; Pl: plagioclásio; Op: minerais opacos.

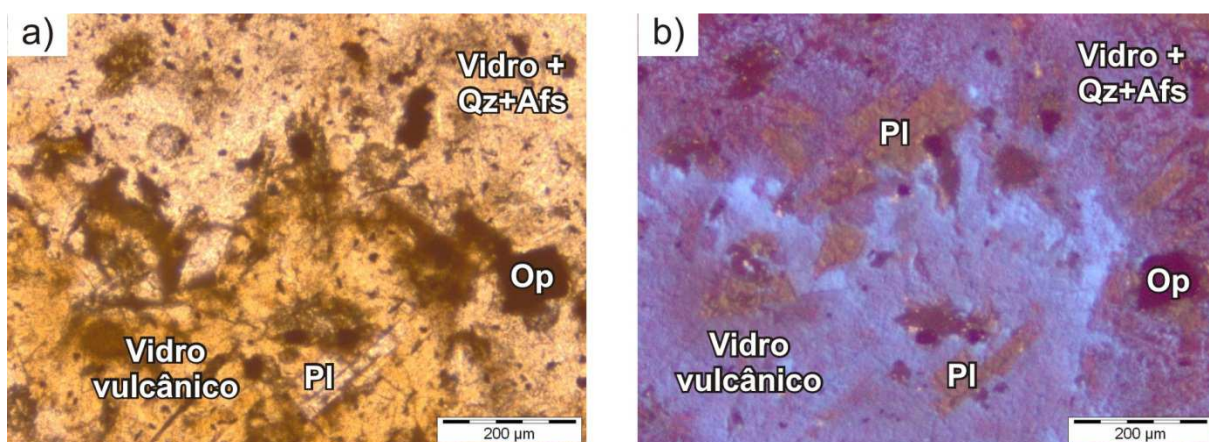


Figura 5.6 - a) Detalhe do bandamento composicional, com nível escuro (porção vítrea) abaixo e nível claro acima (luz natural, amostra EA-326); b) mesma área do fotomicrografia anterior, observada por catodoluminescência (amostra EA-362). Qz: quartzo; Afs: feldspato alcalino; Pl: plagioclásio; Op: minerais opacos.

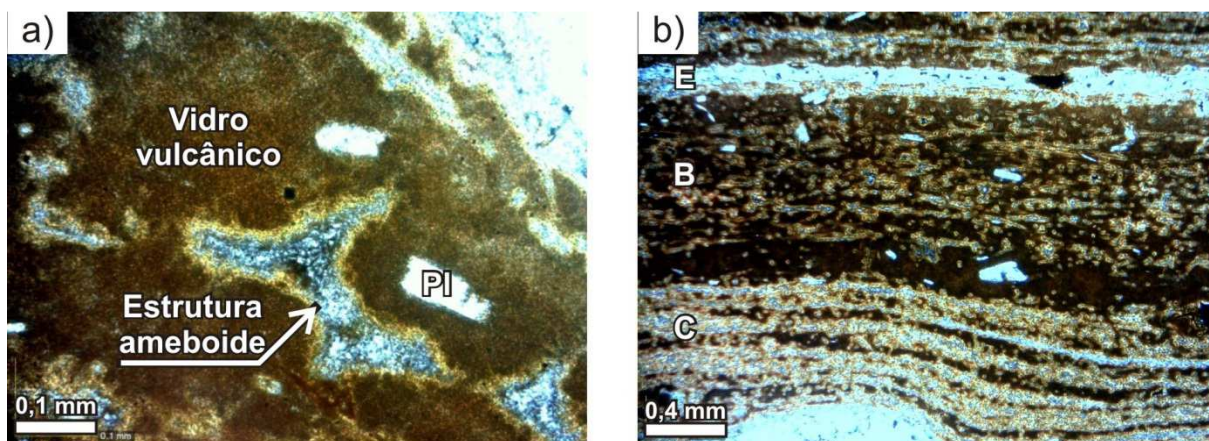


Figura 5.7 – a) Estrutura constituída por vidro vulcânico e formato ameboide (luz natural, amostra LC34-3); b) Níveis que compõem o bandamento composicional da litofácies riolito vítreo bandado (luz natural, amostra LC34-3). Pl: plagioclásio.

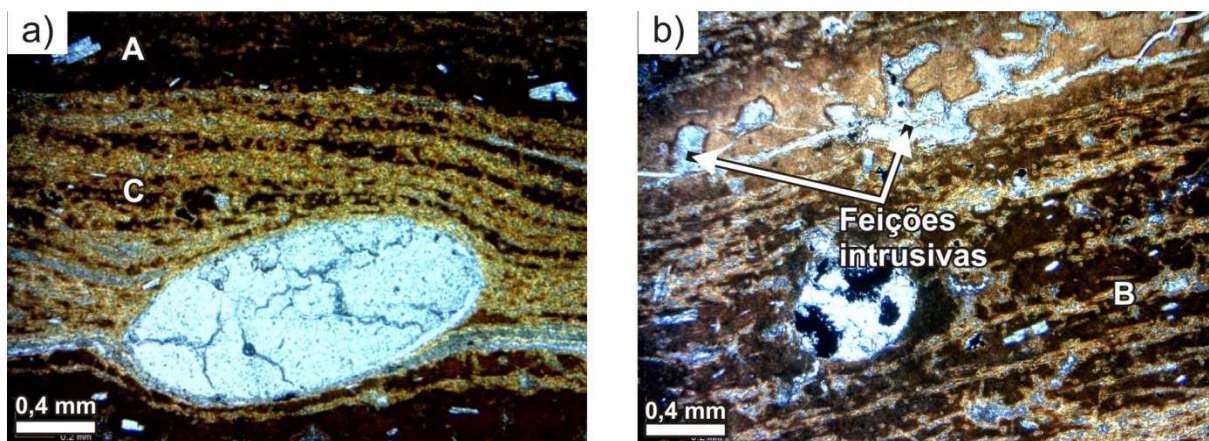


Figura 5.8 – a) Amígdala oval rotacionada (luz natural, amostra LC34-3); b) Nível preenchido por quartzo com feições intrusivas (luz natural, amostra LC34-3).

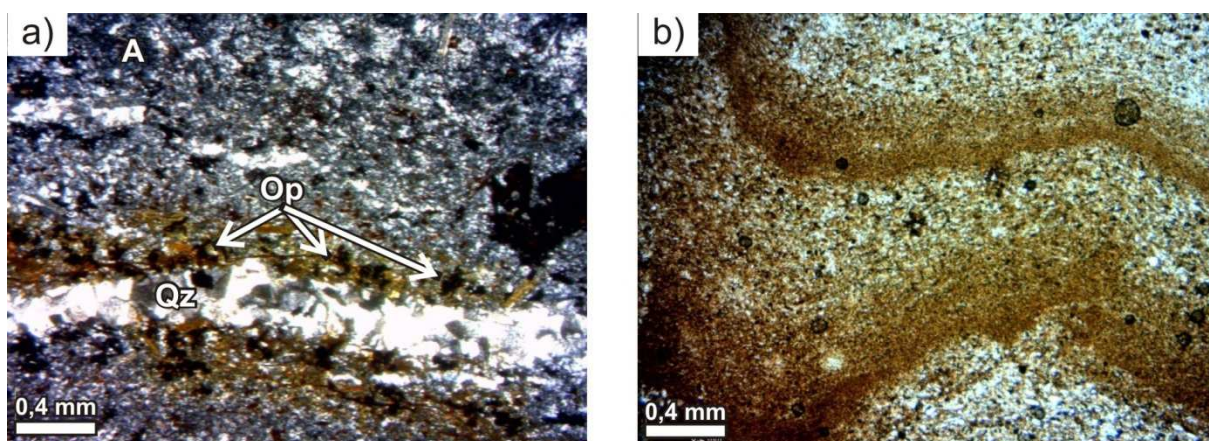


Figura 5.9 – a) Níveis de quartzo descontínuos e sinuosos em riolito com níveis de quartzo (luz polarizada, amostra LC10-2). b) Detalhe da matriz silicática, com acamamento composicional (luz natural, amostra LC27-2). Qz: quartzo; Op: minerais opacos.

6 GEOQUÍMICA

Dentre as diferentes litofácies definidas em campo, foram selecionadas trinta amostras submetidas a análises por fluorescência de raios X e plasma ICP-MS, visando à determinação de óxidos maiores e elementos traço, respectivamente. A seleção das amostras priorizou as rochas riolíticas sãs. Destas, duas referem-se à litofácies riolito maciço, duas ao riolito com estrutura de fluxo bandada, dez à litofácies riolito com disjunções em laje, seis ao *pitchstone*, seis à litofácies riolito afanítico e uma ao riolito com níveis de quartzo, além de duas amostras de basalto.

As tabelas 2 e 3, respectivamente dos anexos 2 e 3, relacionam os resultados destas análises, sendo que a primeira refere-se aos resultados da fluorescência de raios X recalculados para base anidra e a segunda, das análises de Plasma ICP-MS. Na primeira tabela, também são apresentados os valores de LOI (*Loss on Ignition*) e minerais normativos calculados para as rochas estudadas.

6.1 ÓXIDOS MAIORES

Os óxidos analisados por fluorescência de raios X são SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$, MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 . Para caracterização litogeoquímica, foram consideradas as amostras com valores de LOI inferiores a 5%, sendo este um limite aceitável em estudos com foco em rochas vulcânicas ácidas, devido aos baixos teores de minerais primários hidratados.

6.1.1 Diagramas de classificação

Os dados obtidos a partir da análise de amostras de rocha sã ($\text{LOI} < 5\%$) foram projetados em diagramas de classificação química para rochas vulcânicas. Desta forma, conforme o diagrama TAS ($(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times \text{SiO}_2$) de Le Maitre *et al.* (1989) (Figura 6.1), as rochas são classificadas como riolitos, com porcentagens de SiO_2 entre 69,93% e 72,35%. As duas amostras que, em campo, foram classificadas como basaltos apresentam porcentagens de SiO_2 de 49,81% e 52,91% em base anidra e são classificadas, respectivamente, como basalto e andesito basáltico. A classificação conforme este diagrama indica que os litotipos em questão enquadram-

se abaixo da linha de limite de saturação em sílica de MacDonald e Katsura (1964), o que indica que os mesmos são supersaturados em sílica e não-alcálinos.

Quando classificadas no diagrama R1-R2 ($R1=4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti)$ x $R2=6Ca+2Mg+Al$) para rochas vulcânicas de De La Roche *et al.* (1980) (Figura 6.2) cujo parâmetro utilizado é a proporção catiônica, expressa em milicátions, os litotipos ácidos são classificados como riolitos, com R1 entre 2226,37 e 2855,33 e R2 entre 338,45 e 501,11. Três amostras de *pitchstone* e uma de riolito maciço são classificadas como riodacito, apesar de serem projetadas muito próximas ao limite com o campo do riolito (com R1 entre 2486,08 e 2630,24 e R2 entre 527,12 e 540,18).

As duas amostras de composição básica são classificadas como basalto andesítico (com R1 de 1591,64 e 2042,49 e R2 de 1349,00 e 1473,57). Além disso, nota-se que a distribuição dos pontos neste diagrama também indica um caráter subalcalino, com aumento dos valores de R1 e a diminuição de R2.

Quando os dados são projetados no diagrama AFM ($(Na_2O+K_2O) \times FeO_{(total)}$ x MgO) de Irvine e Baragar (1971) (Figura 6.3), as amostras apresentam uma tendência de diferenciação toleítica, com padrão de enriquecimento em $FeO_{(total)}$.

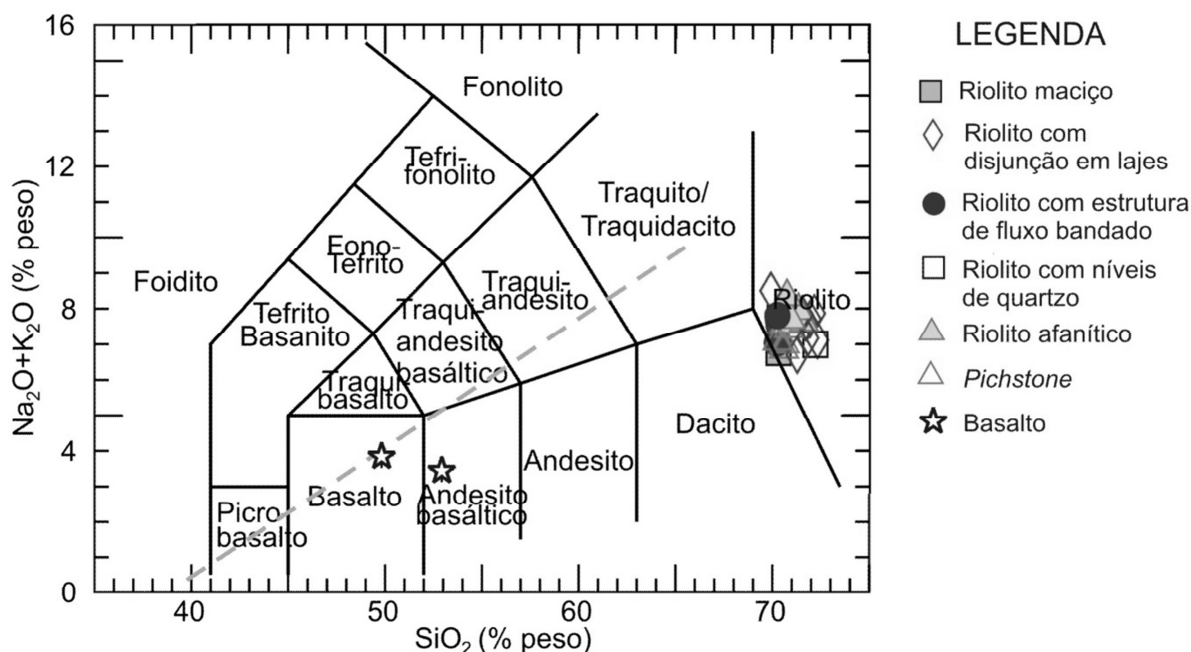


Figura 6.1 - Classificação dos litotipos descritos no diagrama TAS ((Na_2O+K_2O) vs. SiO_2) de Le Maitre *et al.* (1989) para rochas vulcânicas. Linha tracejada indica o limite de saturação em SiO_2 de MacDonald e Katsura (1964).

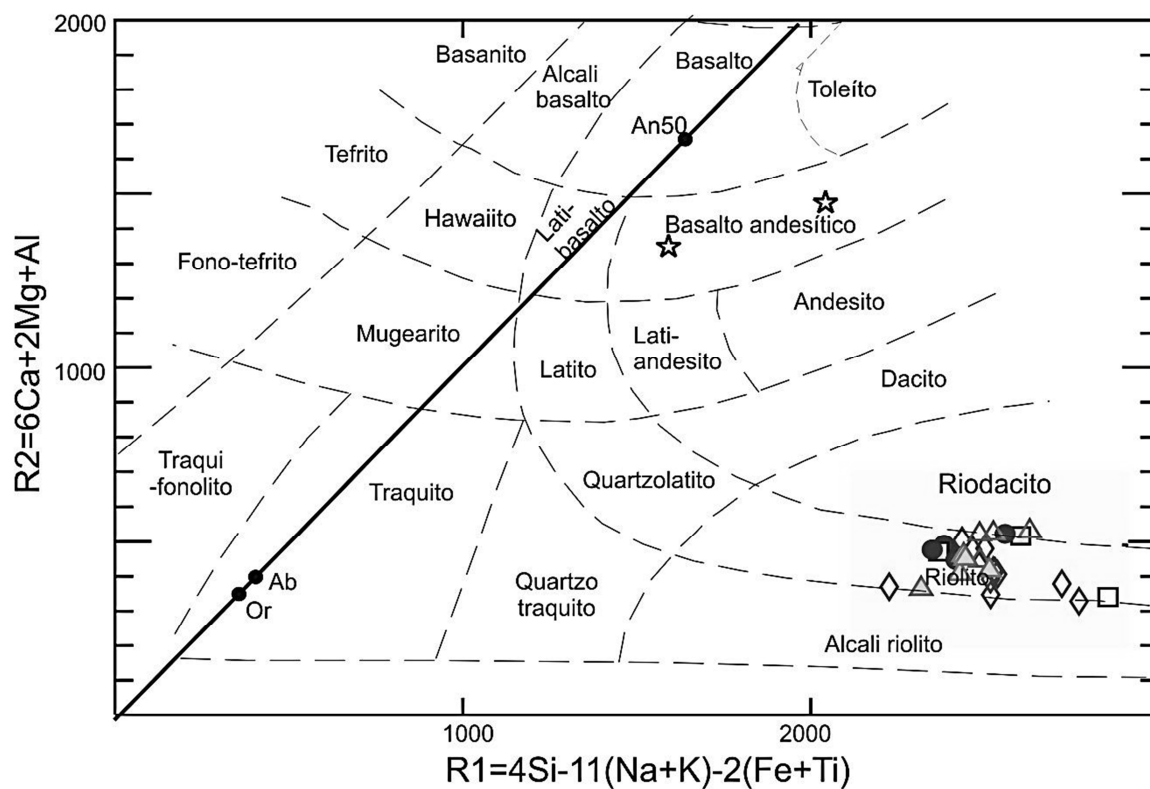


Figura 6.2 - Classificação dos litotipos descritos no diagrama R1-R2 para rochas vulcânicas de De La Roche *et al.* (1980). Símbolos como na Figura 6.1.

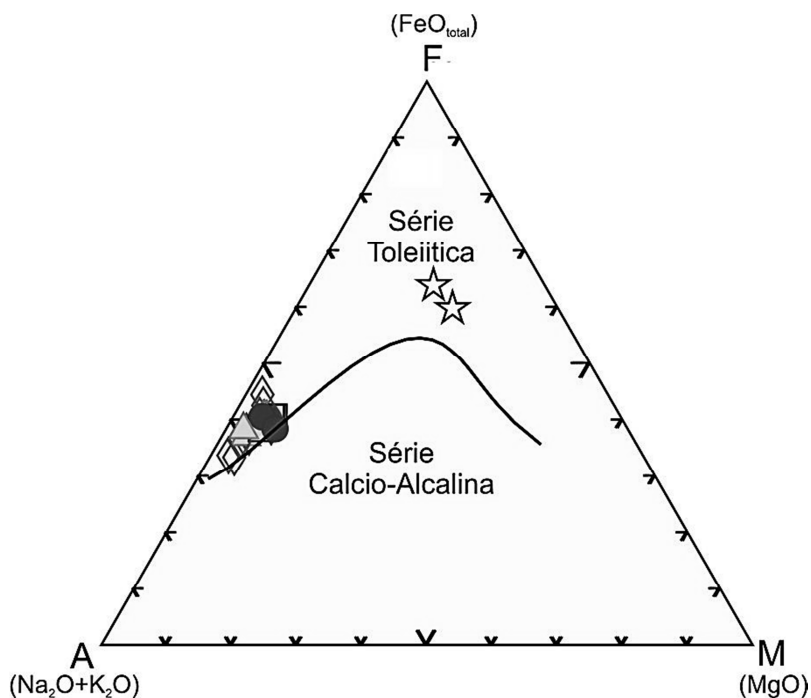


Figura 6.3 - Caracterização da tendência de diferenciação dos litotipos em estudo, segundo diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971), sendo A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F = $\text{FeO}_{\text{(total)}}$, M = MgO , expressos em porcentagem peso. Símbolos como na Figura 6.1.

6.1.2 Litotipos basálticos

A amostra classificada como basalto no diagrama TAS é formada, em base anidra, por 4,08% de TiO_2 , sendo, portanto, caracterizada como de alto TiO_2 . Devido às suas características químicas, em particular às porcentagens de TiO_2 , $\text{FeO}_{(\text{total})}$, P_2O_5 , este litotipo pertence ao magma tipo Pitanga, de acordo com a classificação proposta por Peate *et al.* (1992). O cálculo da norma CIPW indica que esta rocha é supersaturada em SiO_2 , com 5,6% de quartzo normativo. Além deste mineral normativo, a rocha possui 42,22% de plagioclásio (destes, 19,79% corresponde à anortita, e 22,42% à albita), 7,51% de ortoclásio, 14,86% de diopsídio, 15,90% de hiperstênio, 7,84% de ilmenita, 4,71% de magnetita e 1,34% de apatita. A amostra classificada como andesito basáltico no diagrama TAS tem 1,45% de TiO_2 em base anidra, sendo, portanto, classificado como de baixo titânio. Devido às razões Ti/Zr e Zr/Y de, respectivamente, 82,2 e 3,13, este litotipo é caracterizado como pertencente ao magma tipo Esmeralda, de acordo com a classificação proposta por Peate *et al.* (1992). O cálculo da norma CIPW indica que esta rocha é supersaturada em SiO_2 , com 6,59% de quartzo normativo. Além deste mineral normativo, a rocha apresenta 42,91% de plagioclásio (destes, 23,35% corresponde à anortita e 19,54, à albita), 7,09% de ortoclásio, 16,86% de diopsídio, 19,23% de hiperstênio, 2,79% de ilmenita, 4,18% de magnetita e 0,37% de apatita.

6.1.3 Litotipos ácidos

Os litotipos ácidos possuem $\text{TiO}_2 < 0,86\%$, sendo classificados como de baixo TiO_2 , definidos como do Tipo Palmas. Em termos gerais, o cálculo da norma CIPW indica a presença dos seguintes minerais normativos: quartzo (28,42 – 38,48%), ortoclásio (22,93 – 36,70%), plagioclásio (17,34 – 35,67%), coríndon (0 – 5,2%), diopsídio (0 – 2,12%), hiperstênio (5,07 – 8,46%), ilmenita (1,35 – 1,65%), magnetita (1,32 – 1,81%) e apatita (0,37 – 0,51%). Os feldspatos presentes nestas rochas são de tendência mais alcalina se comparados aos dos litotipos basálticos, que tendem a ser mais cálcicos.

Dada à granulação muito fina da assembleia mineral das rochas do tipo Palmas, optou-se pela utilização do MEV-EDS para a classificação mais precisa dos microfenocristais de plagioclásio e piroxênio presentes.

Foram analisados oito cristais de piroxênio em seis amostras de diferentes litofácies, somando vinte pontos de análise por EDS. Destes, em somente dois pontos (em duas amostras distintas) são observados picos de Ca que sejam representativos (Figura 6.4). Nos demais pontos (Figura 6.5), ou o pico deste elemento se encontra ausente ou pode ser confundido com o ruído. Picos de Si, Al, O e Fe são comuns em todos os pontos. Considera-se, portanto, que a maior parte dos cristais trata-se de clinopiroxênio pobre em Ca (pigeonita) ou de ortopiroxênio. Já os cristais com picos de Ca são classificados como augita.

No que diz respeito aos microfenocristais de plagioclásio, dos oito pontos analisados com o EDS em seis cristais de quatro amostras, todos têm porcentagens quase equivalentes de Na e Ca. No entanto, em geral o pico do Na é levemente maior que o do Ca (Figura 6.6). Estes cristais são, portanto, classificados em termos gerais como andesina. Foi ainda descrito um cristal com zonamento inverso, com as bordas mais cálcicas que o núcleo.

6.1.4 Diagramas de variação

Com o intuito de melhor caracterizar o comportamento dos elementos químicos nas diferentes litofácies foram utilizados diagramas binários de variação do tipo Harker, nos quais o óxido fracionante é a sílica, sendo que as rochas estudadas são ácidas e os teores deste óxido variam em um intervalo maior que os de MgO. As duas amostras de composição basáltica foram excluídas dos diagramas, devido ao número reduzido de dados. O cálculo do FeO e Fe₂O₃ a partir de Fe₂O_{3(total)} foi realizado segundo a razão Fe₂O₃/FeO=0,5 recomendada por Middlemost (1989) para rochas riolíticas, conforme a sua classificação no diagrama TAS.

A distribuição das amostras nos diagramas de variação (Figura 6.7) indica a presença de três grupos (A, B e C), que se comportam de maneira distinta conforme os teores de sílica aumentam, apesar de haver sobreposição dos campos. O grupo A é formado por amostras de *pitchstone* e riolito afanítico, o grupo B por riolitos com disjunções em laje e riolitos maciços e o grupo C por riolitos com estrutura de fluxo bandada. A amostra de riolito com níveis de quartzo, apesar de poder ser enquadrada no grupo B na maioria dos diagramas, tem teor de MgO destoante daqueles observados nas amostras deste grupo com porcentagens de SiO₂ maiores que 71%.

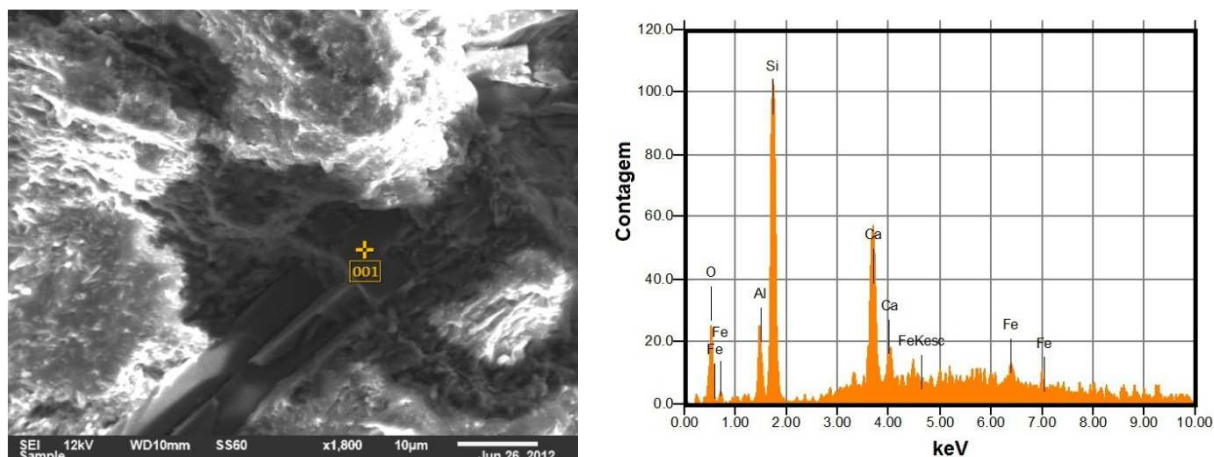


Figura 6.4 – Imagem micrográfica obtida em MEV (elétrons secundários) de cristal piroxênio com Ca em sua composição, com indicação do ponto onde foi realizado a análise por EDS. A direita, gráfico indicando a composição qualitativa do mineral (amostra LC31-1).

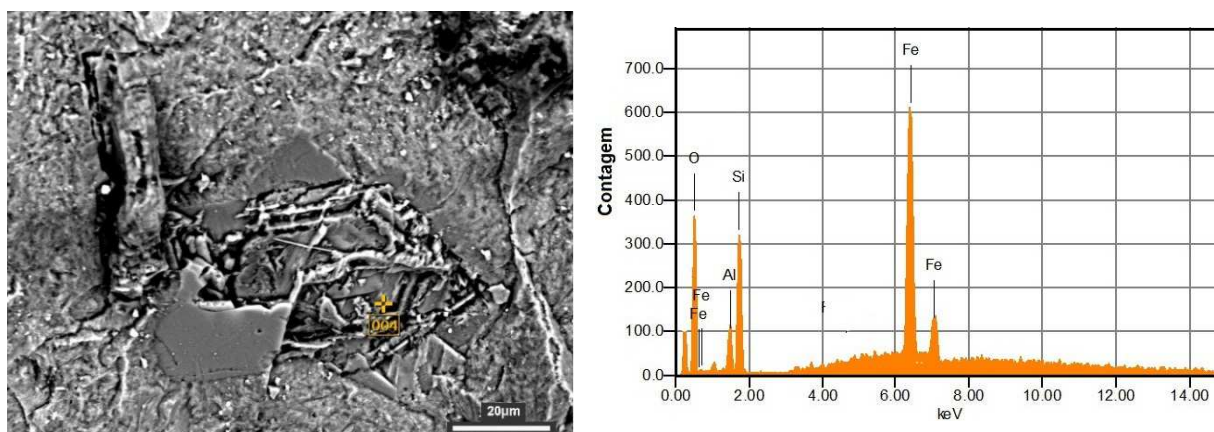


Figura 6.5 – Imagem micrográfica obtida em MEV (elétrons secundários) de cristal de pigeonita ou ortopiroxênio, com indicação do ponto onde foi realizado a análise por EDS. A direita, gráfico indicando a composição qualitativa do mineral (amostra LC16-3).

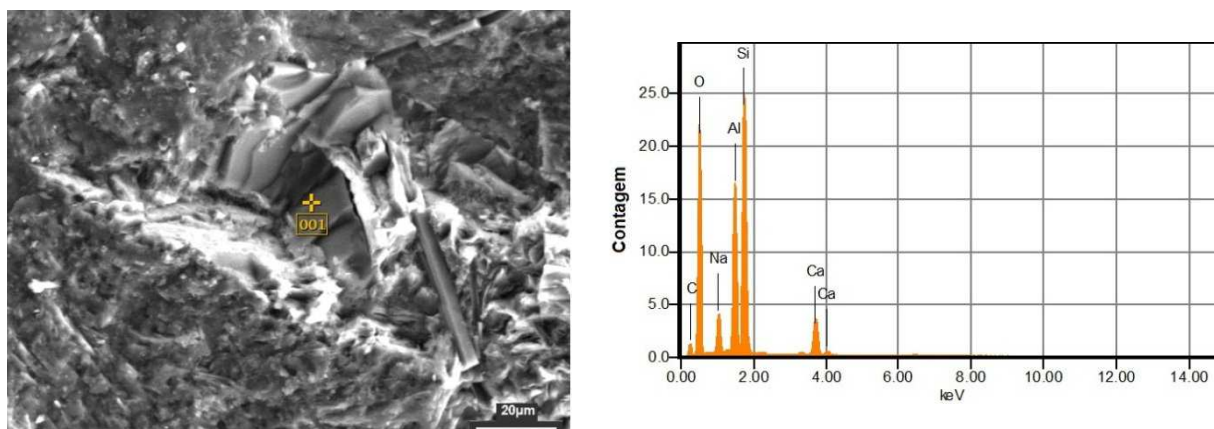


Figura 6.6 – Imagem micrográfica obtida em MEV (elétrons secundários) de cristal de plagioclásio, com indicação do ponto onde foi realizado a análise por EDS. A direita, gráfico indicando a composição qualitativa do mineral, com o pico do Na levemente maior que o do Ca (amostra LC31-1).

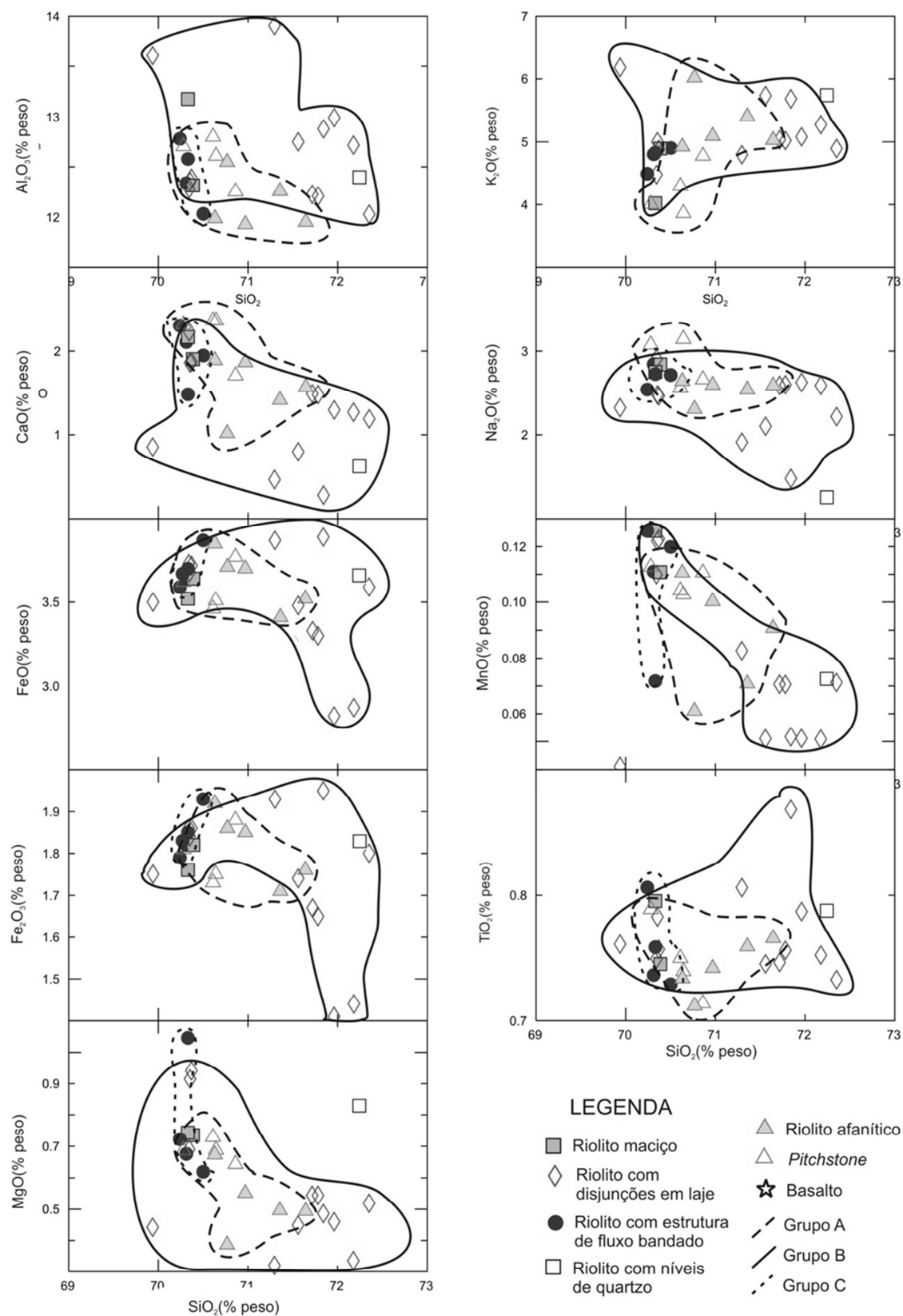


Figura 6.7 - Diagramas de variação do tipo Harker, para óxidos maiores, para os litotipos ácidos.

No grupo A (Figura 6.8), apesar da considerável dispersão (r^2 máximo de 0,4), é possível observar uma tendência linear positiva para K_2O e TiO_2 e uma tendência linear negativa para Al_2O_3 , FeO , Fe_3O_4 , CaO e MgO , concomitante com o acréscimo da sílica. No entanto, as porcentagens destes óxidos variam na ordem de 1%, com exceção do K_2O que apresenta um intervalo de 2,16%. Variações nestas grandezas são insuficientes para admitir a presença de fases fracionantes ou residuais durante o processo de evolução magmática, sendo então avaliado que pouca ou nenhuma mudança ocorreu em termos de assembleia mineral nestas rochas.

As tendências descritas devem então se relacionar a tênues mudanças de composição dos minerais que formam essa assembleia. Desta forma, o aumento de K_2O seria um indício do aumento do componente ortoclásio no feldspato alcalino, enquanto que a diminuição dos demais óxidos sugere o empobrecimento do componente anortita no plagioclásio e/ou do diopsídio no piroxênio cálcico. A norma CIPW ratifica em termos gerais as variações composicionais descritas neste grupo.

Já a dispersão dos pontos do grupo B (Figura 6.9) impossibilita uma avaliação sobre a sua evolução. A princípio, aventa-se a possibilidade destas rochas possuírem o mesmo grau de fracionamento, devido às pequenas variações nos teores dos óxidos (em média 1,2%) e à ausência de mudanças contínuas na composição da assembleia mineral como no grupo A.

As amostras do grupo C (Figura 6.7), apesar dos teores de sílica variarem somente 0,26%, formam tendências retilíneas com valores de coeficiente de correlação que chegam a 0,95. No entanto, da mesma forma que no grupo A, as variações de teores dos elementos é tão baixa a ponto de não ser possível presumir a presença de fases fracionantes ou residuais. Desta maneira, a correlação negativa de CaO e Al_2O_3 e positiva de NaO enquanto a sílica aumenta estaria relacionada à diminuição do componente anortita e aumento da albita no plagioclásio. A tendência negativa de MgO acompanhada pela positiva de FeO seria decorrente de variações na composição do piroxênio, que se torna mais ferroso conforme a sílica aumenta. Já a relação positiva de K_2O indica o aumento do componente ortoclásio no feldspato alcalino. Novamente, estas modificações composicionais são ratificadas pela norma CIPW.

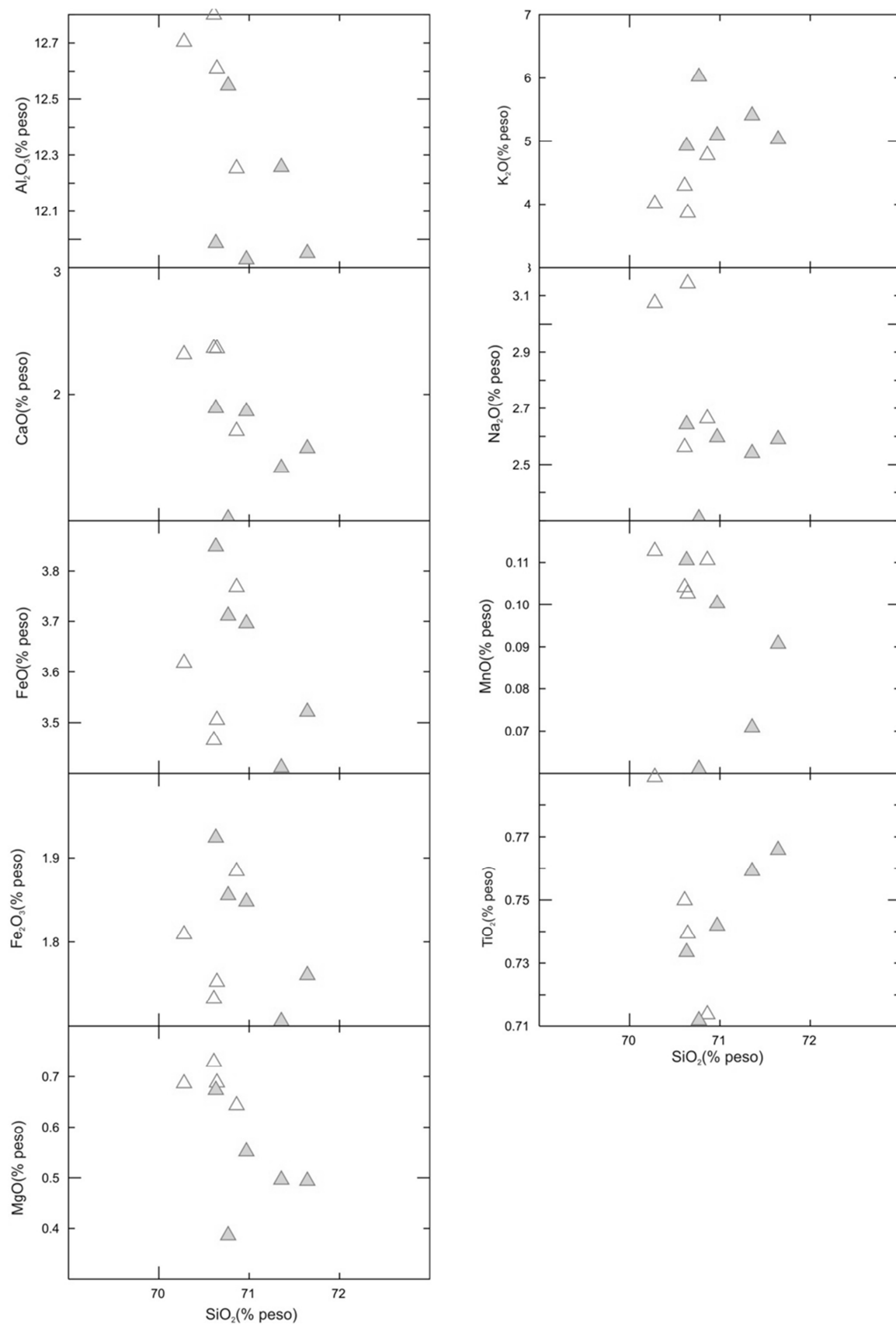


Figura 6.8 - Diagramas de variação do tipo Harker, para óxidos maiores, para as amostras do grupo A. Símbolos como na Figura 6.7.

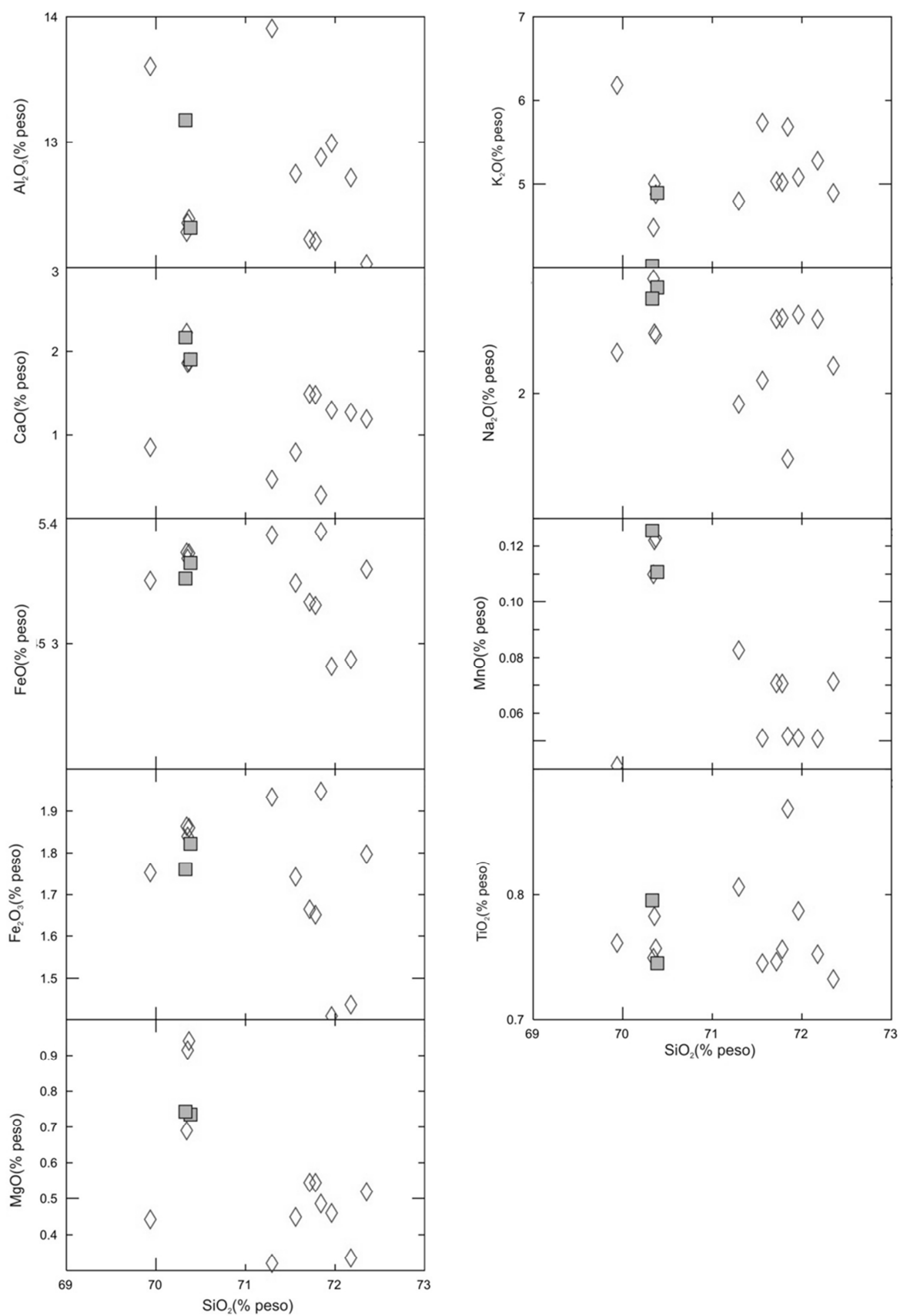


Figura 6.9 - Diagramas de variação do tipo Harker, para óxidos maiores, para as amostras do grupo B. Símbolos como na Figura 6.7.

De acordo com os critérios de Nardy *et al.* (2008), que utilizam o padrão de distribuição das amostras em Diagramas de Harker para caracterizar diferentes subgrupos de rochas do tipo Palmas, as amostras em questão são classificadas como do tipo Clevelândia (Figura 6.10). Este subgrupo foi definido, pelos autores, a partir de amostras provenientes das proximidades do município de Palmas (PR). No diagrama binário TiO_2 com relação ao P_2O_5 (Figura 6.11), também utilizado pelos autores para a subdivisão das rochas do tipo Palmas em subgrupos, confirma-se a classificação das rochas analisadas como do tipo Clevelândia.

6.2 ELEMENTOS TRAÇO E TERRAS RARAS

Diagramas do tipo Harker com elementos traço petrogenéticos (Figura 6.12), tais como Zr, Sr, Rb, Nb e Y, apresentam elevado grau de dispersão de dados, não fornecendo informações quanto ao fracionamento das rochas. No entanto, no diagrama do Sr é possível distinguir os três grupos descritos nos diagramas com óxidos maiores, apesar da sobreposição. O grupo A apresenta Sr entre 76-169 $\mu\text{g/g}$ e SiO_2 entre 70,27-71,64%, o grupo B entre 38-113 $\mu\text{g/g}$ de Sr e 69,93-71,96% de SiO_2 e o grupo C entre 90-140 $\mu\text{g/g}$ de Sr e 70,24-70,5% de SiO_2 .

Os teores dos HFSE (High Field Strength Elements) das rochas analisadas foram comparados aos intervalos que, segundo Garland *et al.* (1995), caracterizam as rochas ácidas da Província Magmática do Paraná (Quadro 6.1). Destes elementos e óxidos, somente o tântalo e o háfnio não se enquadram integralmente nos intervalos para as rochas do tipo Palmas indicados pelos autores.

No caso do tântalo, o teor nas rochas estudadas chega a 2,4 $\mu\text{g/g}$, maior que o máximo observado por Garland *et al.* (1995), de 2,25 $\mu\text{g/g}$. O háfnio, por sua vez, ocorre com teores de até 10,2 $\mu\text{g/g}$, valor que excede o máximo de 8,7 $\mu\text{g/g}$ proposto por Garland *et al.* (1995). Apesar desta diferença, destaca-se que os teores encontrados não se enquadram no intervalo das rochas do tipo Chapecó (cujo mínimo é 13,0 $\mu\text{g/g}$), estando comparativamente mais próximo aos valores das rochas do tipo Palmas.

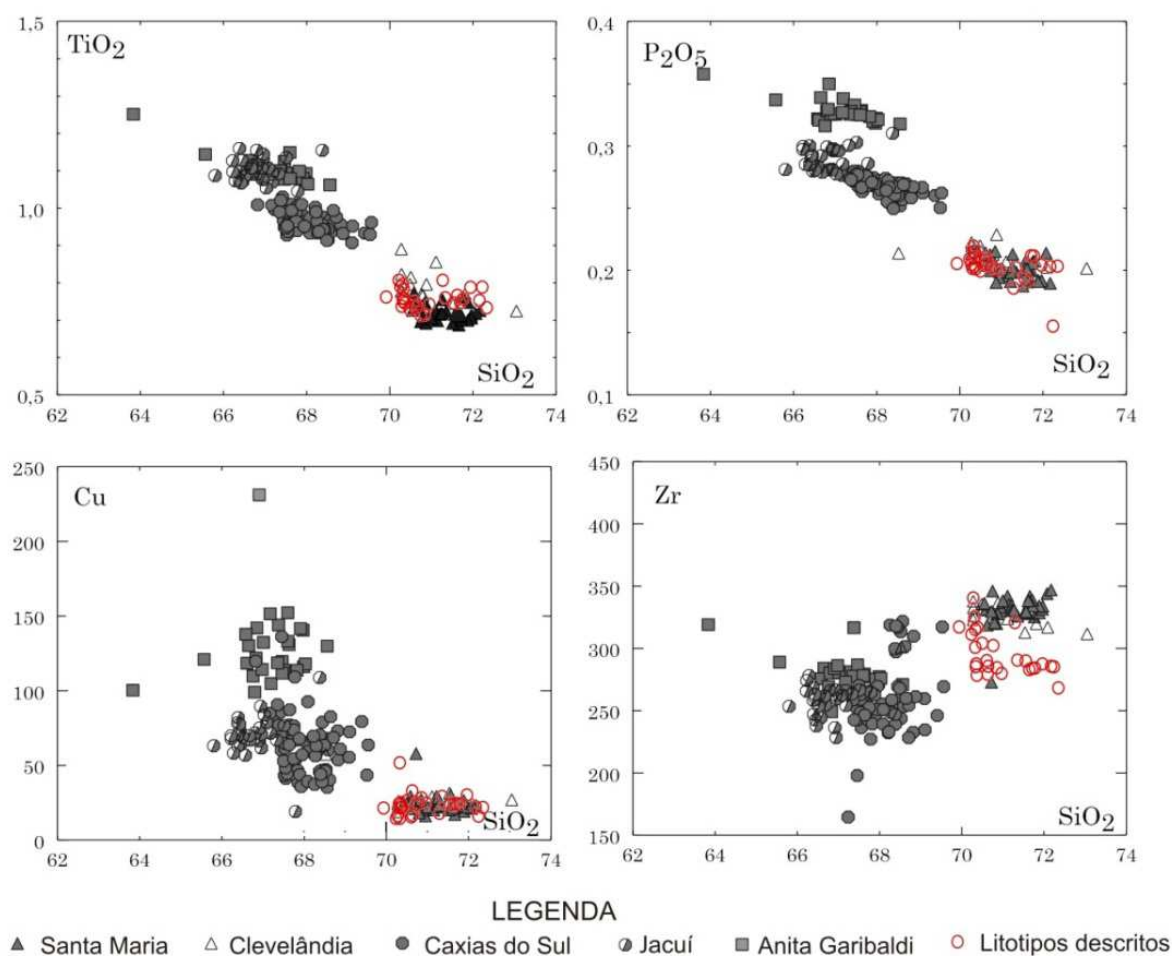


Figura 6.10 – Diagrama de Nardy *et al.* (2008) para os diferentes subgrupos de rochas do tipo Palmas, com projeção das amostras estudadas, que são classificadas como do tipo Clevelândia.

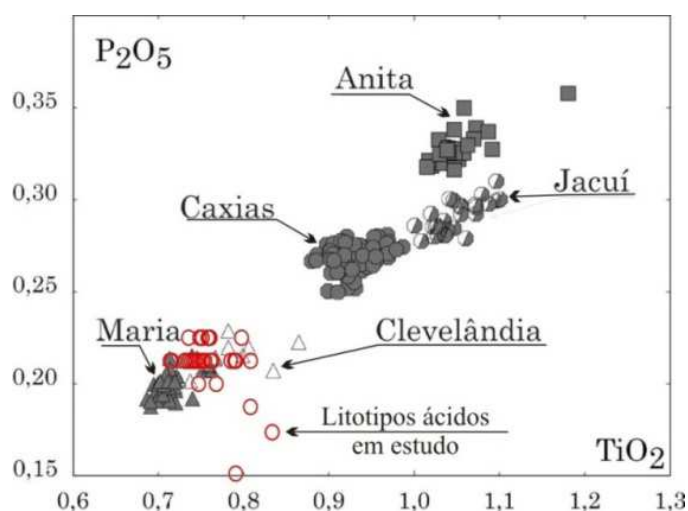


Figura 6.11 – Diagrama de Nardy *et al.* (2008) para os diferentes subgrupos de rochas do tipo Palmas, com projeção das amostras estudadas, que são classificadas como do tipo Clevelândia.

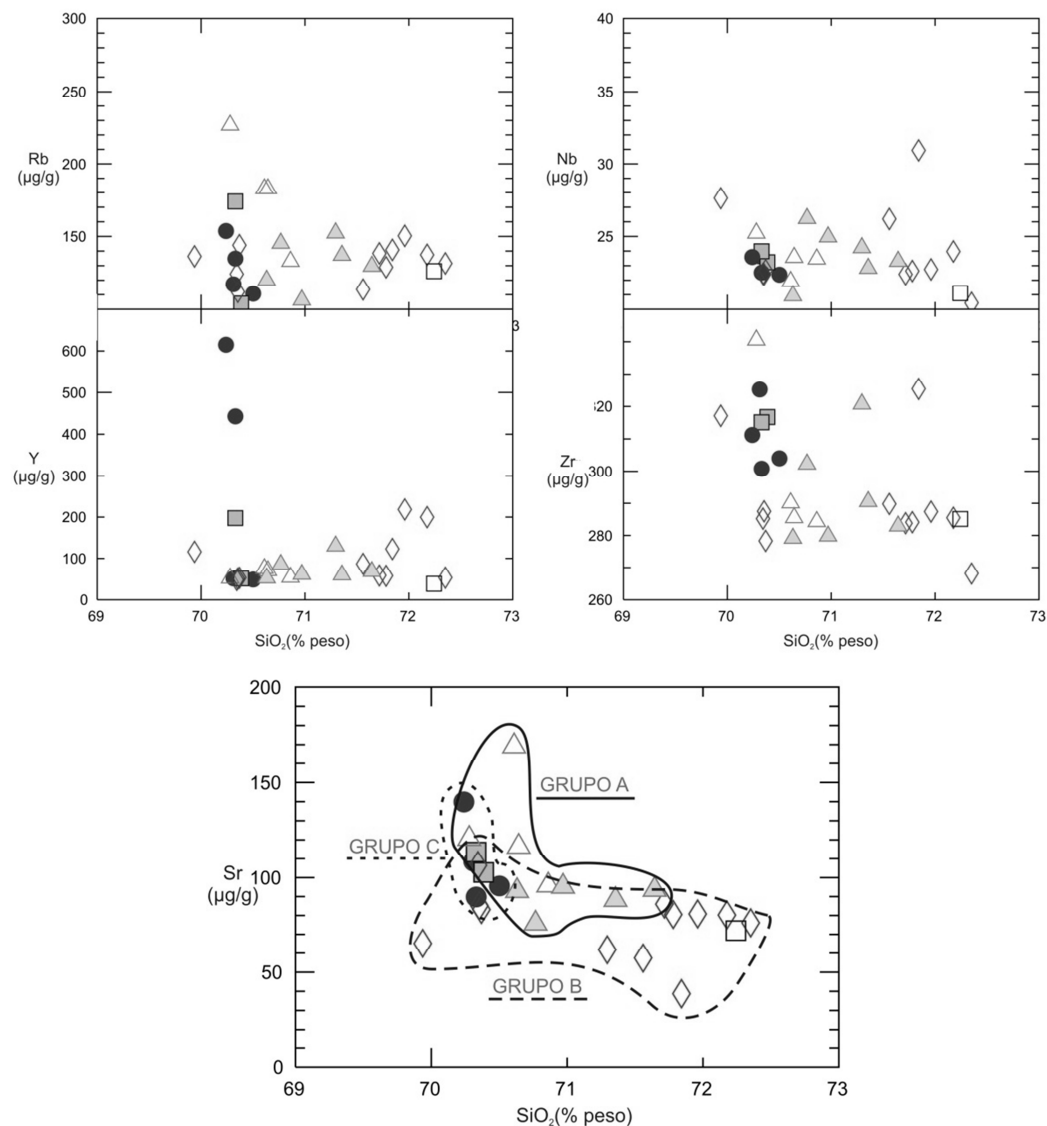


Figura 6.12 – Diagramas do tipo Harker para elementos traço petrogenéticos, com a distinção entre os grupos A, B e C. Símbolos como na Figura 6.7.

	Dados das amostras estudadas	Características das rochas do tipo Palmas e Chapecó segundo Garland <i>et al.</i> (1995)	
		Rochas do tipo Palmas	Rochas do tipo Chapecó
Zr	268,1-340,5 µg/g	136-354 µg/g	370-828 µg/g
Nb	20,43-30,93 µg/g	19,6-34,0 µg/g	46,2-57,7 µg/g
TiO₂	0,71-0,87 %	0,57-1,23 %	0,95-1,59 %
P₂O₅	0,15-0,22 %	0,11-0,37 %	0,18-0,62 %
Ta	1,5-2,4 µg/g	1,45-2,25 µg/g	3,01-3,79 µg/g
Hf	7,2-10,2 µg/g	6,2-8,7 µg/g	13,0-15,5 µg/g

Quadro 6.1 – Teores de HFSE encontrados nas rochas estudadas comparados àqueles descritos por Garland *et al.* (1995) para as rochas dos tipos Palmas e Chapecó.

A análise do diagrama multielementar (Figura 6.13) para elementos traço normalizados pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) indica que as rochas, em geral, têm a mesma assinatura, com pequenas variações no grau de fracionamento ou fusão parcial. Observam-se anomalias negativas de Ba, Sr e Ti, sendo as duas últimas mais pronunciadas, e anomalia positiva de Pb.

Atribui-se a forte anomalia negativa de Ti à pequena porcentagem de minerais máficos presentes, enquanto que o Sr deve relacionar-se à baixa quantidade de plagioclásio. O Pb apresenta um elevado coeficiente de partição para feldspato alcalino (2,473) em líquidos riolíticos (Nash e Crecraft, 1985), justificando a anomalia positiva neste elemento que pode estar relacionada à presença deste mineral, constituinte da matriz quartzo-feldspática nas amostras estudadas.

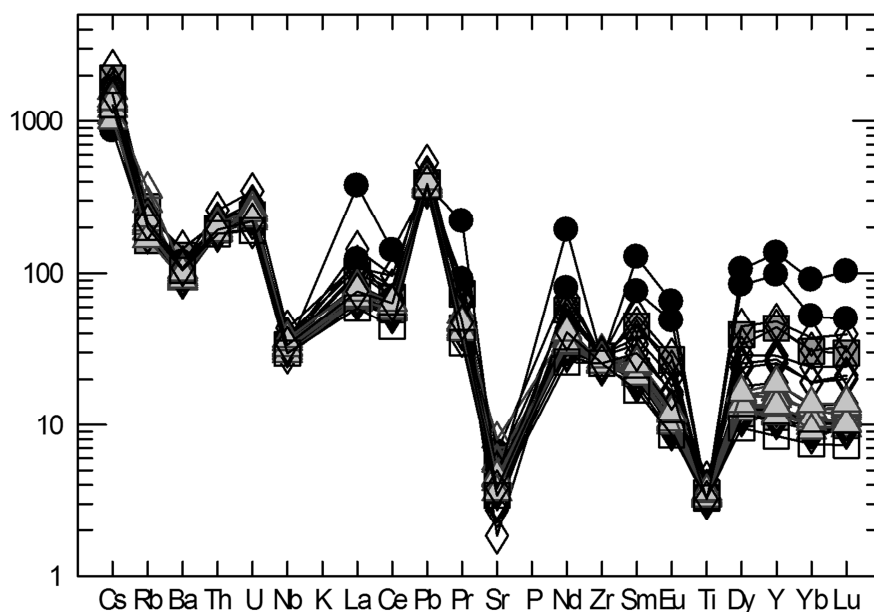


Figura 6.13 – Diagrama multielementar para elementos traço normalizados pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) para as rochas do tipo Palmas aflorantes na área de estudo. Símbolos de acordo com a Figura 6.7.

O padrão de distribuição de elementos terras raras (ETR), normalizados para o condrito de Sun e McDonough (1989), é similar para todas as amostras (Figura 6.14), com enriquecimento em ETRL (elementos terras raras leves) em relação a ETRP (elementos terras raras pesados), exceto para as duas amostras da litofácies riolito com estrutura de fluxo bandada (LC 02-1 e LC 03-2). Todas as rochas possuem anomalia negativa de Eu, indicativo da retenção de plagioclásio na

fonte (caso o processo de evolução magmática tenha ocorrido por fusão parcial) ou da remoção deste mineral do líquido (no caso de cristalização fracionada).

Tendo em vista a melhor visualização das assinaturas geoquímicas, optou-se pela construção de diagramas individuais para cada um dos três grupos (A, B e C) definidos nos diagramas do tipo Harker.

No grupo A (Figura 6.15), observa-se uma relativa sobreposição das assinaturas, havendo pouca variação no conteúdo dos elementos. Os valores da razão La/Lu_N são baixos, variando entre 5,5 – 7,4, com média de 6,2 e desvio padrão de 0,74. Estes dados indicam que as amostras do grupo A apresentam um baixo grau de fracionamento, tanto entre si quanto em relação ao condrito.

No grupo B (Figura 6.16), por sua vez, ocorre uma considerável variação no conteúdo de elementos, com a razão La/Lu_N entre 2,3 – 7,2 (média 5,7 e desvio padrão 1,74), o que indica um grau de fracionamento maior que aquele observado no grupo A. Além disso, apesar de o padrão das assinaturas manter certa constância, observa-se uma diminuição no enriquecimento de ETRL nas amostras que são mais fracionadas. Desta forma, considera-se que o grupo B é mais evoluído, sendo que este fracionamento sugere taxas diferentes de cristalização fracionada ou de fusão parcial.

As porcentagens de sílica do grupo B (69,93 a 72,35%) variam em um intervalo comparativamente maior que aquelas dos grupos A (70,28 a 71,64%) e C (70,24 a 70,50%). Desta forma, nos diagramas do tipo Harker as amostras têm maior dispersão que no grupo B, enquanto que em A e C é mais fácil reconhecer tendências, dada à proximidade entre os pontos.

O grupo C (Figura 6.17) é formado por quatro amostras: duas com assinaturas similares às dos grupos A e B (com La/Lu_N entre 6,6 – 6,8) e duas com padrões diferentes (LC03-2 e LC02-1). As últimas apresentam anomalia negativa de cério, no entanto somente a primeira possui enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP ($La/Lu_N = 7,5$), enquanto a LC02-1 tem um leve enriquecimento de ETRP em relação aos leves ($La/Lu_N = 1,2$).

A amostra de riolito com níveis de quartzo, apesar de se enquadrar no padrão geral das demais, com enriquecimento de ETRL e anomalia negativa de Eu, é levemente menos diferenciada em relação ao condrito, principalmente em ETRP.

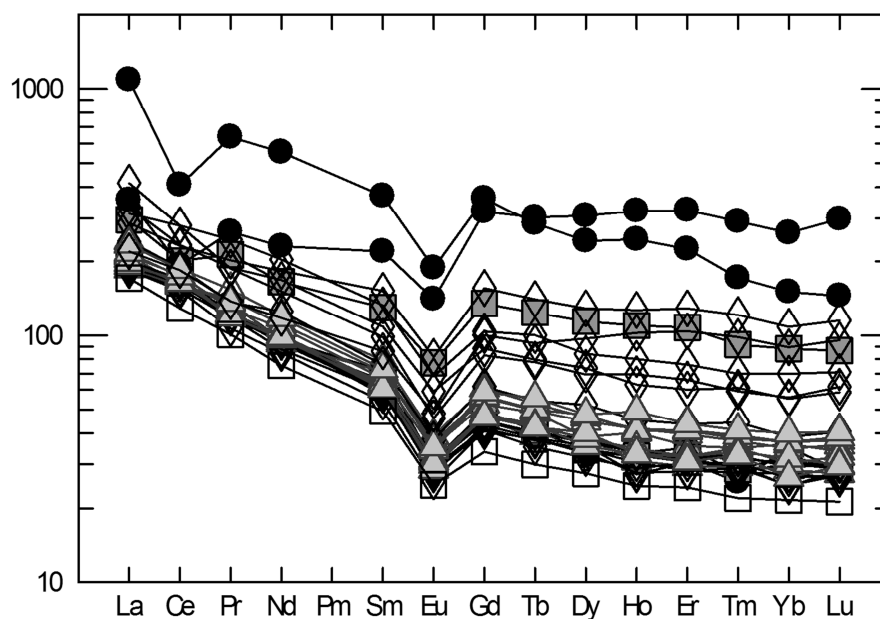


Figura 6.14 - Diagrama multielementar para elementos terras raras normalizado pelo condrito de Sun e McDonough (1989) para as rochas do tipo Palmas afluantes na área de estudo. Símbolos de acordo com a Figura 6.7.

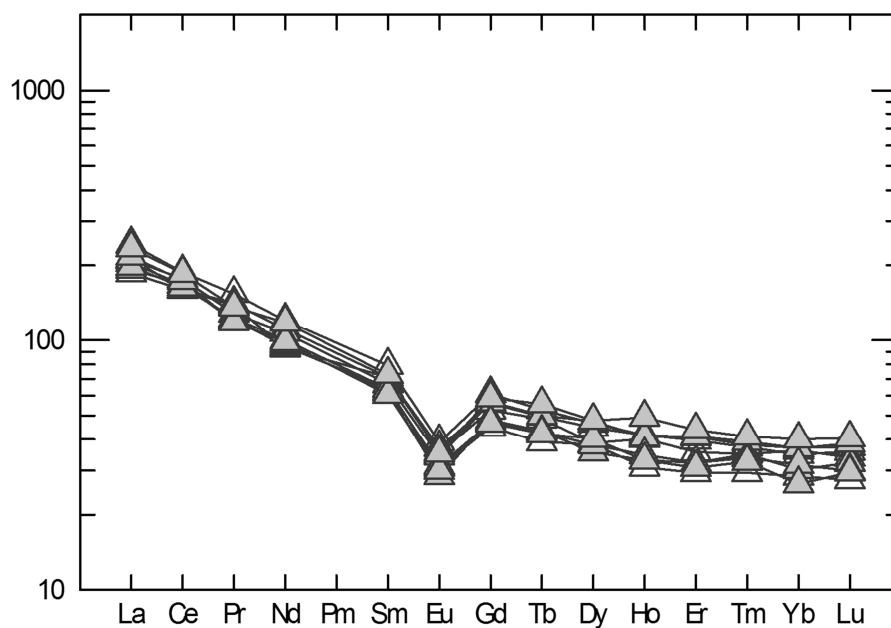


Figura 6.15 – Diagrama multielementar para elementos terras raras normalizado pelo condrito de Sun e McDonough (1989) para as rochas do tipo Palmas do grupo A afluantes na área de estudo. Símbolos de acordo com a Figura 6.7.

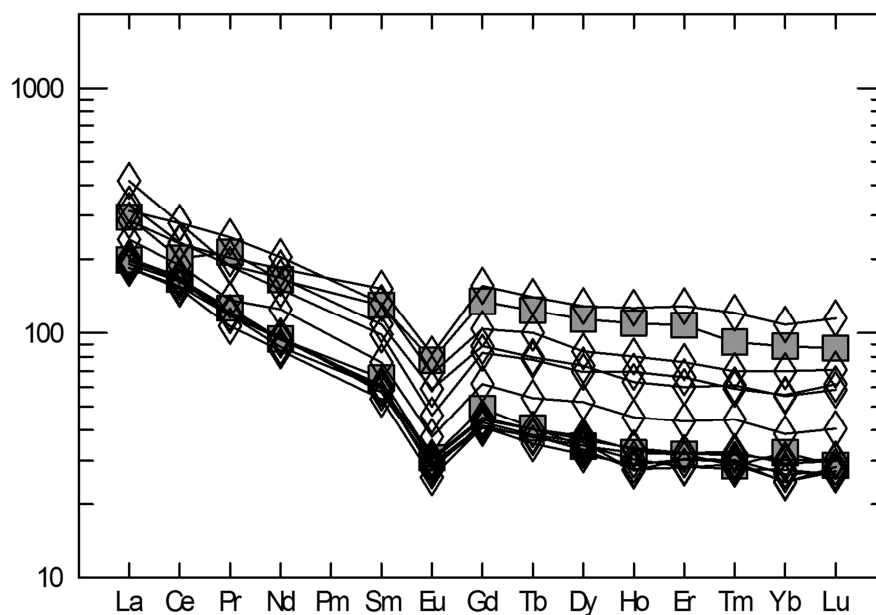


Figura 6.16 - Diagrama multielementar para elementos terras raras normalizado pelo condrito de Sun e McDonough (1989) para as rochas do tipo Palmas do grupo B aflorantes na área de estudo. Símbolos de acordo com a Figura 6.7.

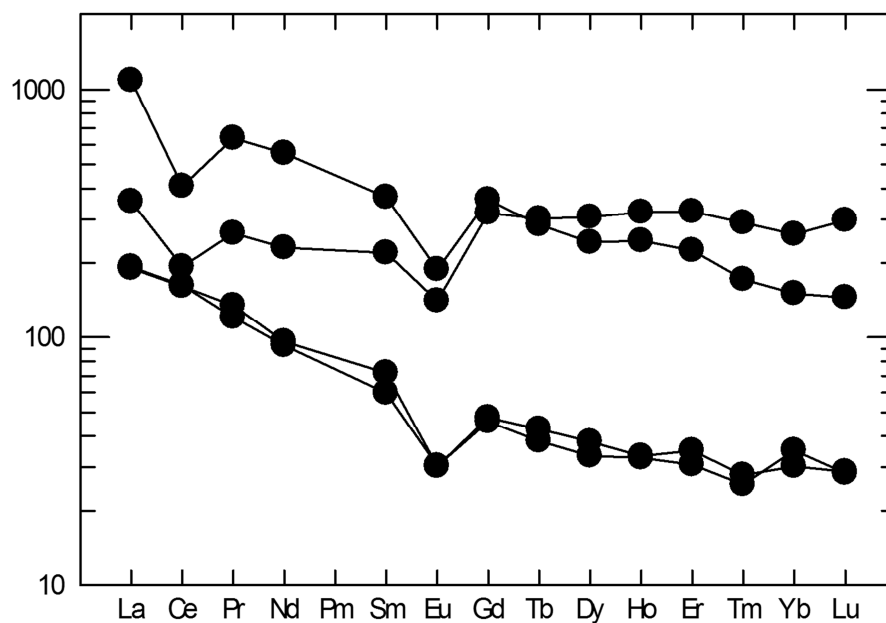


Figura 6.17 - Diagrama multielementar para elementos terras raras normalizado pelo condrito de Sun e McDonough (1989) para as rochas do tipo Palmas do grupo C aflorantes na área de estudo. Símbolos de acordo com a Figura 6.7.

7 DISCUSSÃO

As rochas ácidas da Província Magmática do Paraná que afloram nas proximidades do município de Palmas, no sudoeste paranaense, são definidas na literatura como afíricas ou subafíricas e com porcentagens de TiO_2 inferiores a 2%, sendo classificadas como do tipo Palmas.

A partir dos trabalhos de detalhe realizados na região de estudo, observa-se que estas rochas apresentam variações composicionais, texturais e estruturais que permitem refinar a caracterização desta unidade, dividindo-a em litofácies. Observações de campo, descrição de lâminas delgadas, dados químicos, de microscopia eletrônica e catodoluminescência, possibilitam identificar nove litofácies ácidas na região em estudo, além de uma de composição basáltica e duas brechas.

A assembleia mineral se mantém a mesma em todos os litotipos ácidos descritos, o que varia são as porcentagens de cada constituinte, em particular as de vidro vulcânico e de matriz quartzo-feldspática. O teor de vidro vulcânico é o critério que melhor distingue as rochas texturalmente, separando-as em rochas hipocristalinas e hipohialinas.

As feições de devitrificação descritas são, em geral, decorrentes da hidratação do vidro vulcânico (quebras perlíticas e formação de argilominerais). Os esferulitos são constituídos por vidro vulcânico, cujo grau de devitrificação varia do centro (de birrefringência de primeira ordem) para a borda (isótropa) da estrutura.

O termo devitrificação é, portanto, utilizado com o significado adicional de reconstrução hidrotermal (hidratação) do vidro, *in situ* e sem perda de material (Marshall, 1961). Segundo Richnow (2000), devitrificação *sensu strictu* envolve a transição do vidro para o estado cristalino, o que pode ser facilitado pela hidratação do mesmo.

Vernon (2004) afirma que o arranjo atômico menos ordenado do vidro vulcânico faz com que o mesmo apresente uma situação de maior energia se comparado a um material cristalino de composição equivalente. Desta forma, o vidro é metaestável e tenderá a se cristalizar (devitrificar) com o tempo, especialmente com a presença de água, formando os esferulitos e outras feições. Segundo o autor, a preservação de vidro vulcânico de idade muito antiga em ambientes geológicos sem a presença de água ou atividade tectônica (como na lua, por exemplo) indica a

necessidade da atuação da água ou íons hidroxila para a formação de esferulitos, especialmente na ausência de eventos de aquecimento posteriores.

A definição da origem da matriz quartzo-feldspática, se primária ou produto de devitrificação, é dificultada pelas relações de contato com o vidro vulcânico, que não indicam claramente a ordem de geração de ambos. No entanto, a ausência de quebras perlíticas na matriz quartzo-feldspática sugere uma origem primária, devido à possibilidade de preservação das quebras mesmo em material totalmente devitrificado (Shelley, 1993). Dada a expressividade das quebras perlíticas nas porções vítreas das litofácies descritas, seria de se esperar que as mesmas fossem preservadas após a devitrificação.

Neste sentido, ainda, Shelley (1993) afirma que a matriz quartzo-feldspática formada por devitrificação frequentemente envolve os esferulitos, indicando que estes se formaram primeiro. Assim, se as quebras perlíticas foram mantidas nas porções onde a devitrificação se iniciou e, conseqüentemente, onde se processa há mais tempo, seria de se esperar que as mesmas também se mantivessem nos locais onde a devitrificação fosse mais tardia.

No que concerne às estruturas descritas, o fluxo magmático, definido pela orientação dos microfenocristais de plagioclásio, não é exclusivo de nenhuma litofácies. Esta estrutura associa-se às demais, ocorrendo paralelamente às mesmas. As disjunções em laje são as estruturas mais comuns, e ocorrem tanto na litofácies riolítica homônima, quanto no *pitchstone* e nos riolitos afanítico, com níveis de quartzo, amigdalóide e hidrotermal.

A princípio, aventou-se uma origem piroclástica para as litofácies com disjunções em laje, devido ao truncamento entre os planos formar estruturas muito similares a estratificações cruzadas. No entanto, não há indícios, mesmo em escala microscópica, de variações granulométricas ou composicionais nestas rochas que relacionem a gênese de sua estrutura a eventos vulcanoclásticos.

O fato de os planos das disjunções em laje se disporem paralelos à estrutura de fluxo magmática aponta que os mesmos se formaram com a mesma direção do fluxo que deu origem às rochas. Além disso, a presença pontual de microfenocristais quebrados ou levemente flexionados sugere que estes foram carregados em um fluxo de considerável viscosidade.

A disposição em lobos das disjunções em laje no ponto LC54, que atingem alturas métricas e diâmetros decamétricos, além de reforçar que o litotipo em

questão foi gerado por um fluxo de alta viscosidade, indica a natureza efusiva das litofácies com disjunções. Esta constatação se justifica de acordo com Manley (1996), que afirma que a gênese de lobos bem definidos, em especial próximos a condutos vulcânicos, é inconsistente com uma origem reomórfica.

Segundo o autor, fluxos viscosos, necessários para a gênese dos lobos, assumem um papel pouco significativo em processos reomórficos e ocorrem somente nos estágios finais de deposição. No restante do processo, esta se dá a partir de um fluxo particulado. Do mesmo modo, Bonnichsen e Kauffman (1989 *apud* Branney *et al.*, 2004) consideram a ausência de lobos na província vulcânica de Snake River como um dos critérios para definir sua origem ignimbrítica.

Nardy *et al.* (2008) afirmam que as disjunções em laje (denominadas pelos autores de diaclasamento plano-paralelo) tratam-se de um acamamento de origem ígnea, formado a partir da movimentação de um fluxo viscoso sobre uma paleo-superfície praticamente lisa e horizontal. Os autores assumem que a mesma caracteriza as porções superiores das sequências do tipo Palmas, sendo que, à medida que se aproxima do topo do domínio, as estruturas assumem um padrão ondulado. Este padrão ondulado descrito pelos autores não foi observado no presente trabalho, apesar de dobras suaves e abertas ocorrerem em toda a extensão das unidades com esta estrutura.

Segundo MacDonald (1967 *apud* Curti, 2011), o aspecto foliado encontrado em alguns corpos vulcânicos seria decorrente da tendência do fluxo continuar em movimento mesmo após a lava se tornar mais viscosa. Assim, a gênese destas estruturas estaria relacionada aos esforços provenientes do próprio movimento do fluxo de lava.

Considerando que a velocidade de resfriamento no interior do fluxo é menor que o seu topo e base, estas últimas porções apresentarão mudanças de viscosidade comparativamente mais repentinas. Assim, haverá uma tendência de as disjunções se encontrarem mais cerradas no topo da sequência que no seu interior, como observado no ponto LC11 (Figura 4.22).

Outra feição associada à movimentação da lava são as rugas de fluxo (Figura 4.4 b), descritas no topo de algumas sequências de riolitos com disjunções em laje. Elas indicam que o riolito ainda estava em estado plástico, não totalmente solidificado, quando o fluxo sobrejacente ocorreu. Elas permitem, ainda, determinar a direção deste último.

Há também nestas litofácies disjunções colunares (Figura 4.22 a), perpendiculares às disjunções em laje, formadas a partir de uma rede de resfriamento poligonal que avança acompanhando o resfriamento. Segundo Gomes (1996), em rochas basálticas, este fraturamento térmico desloca-se da região de máximo resfriamento nas bordas, superior e inferior, para a região de menor resfriamento no interior do fluxo de lava.

As mudanças verticais entre as litofácies riolito com disjunções em laje, riolito afanítico e *pitchstone* indicam diferenças na velocidade de resfriamento. Estas variações são observadas tanto da base para o centro (indicada tanto pelo riolito afanítico quanto pelo *pitchstone* abaixo do riolito com disjunções) quanto do topo para o centro do fluxo de lava (sendo que o *pitchstone* também ocorre sobre o riolito com disjunções em laje). No caso particular do ponto LC26, a presença de um lobo formado por riolito afanítico abaixo do riolito com disjunções sugere que estas rochas compõem a base de um domo riolítico.

Apesar de os modelos idealizados de domo, consagrados na literatura, indicarem a presença de brechas, níveis de esferulitos e horizontes pumíceos (Cas e Wright, 1995), estas feições não são observadas na área de estudo. Os esferulitos descritos não se concentram em horizontes preferenciais e autobrechas são ausentes.

Segundo Richnow (2000), a presença ou a ausência de litotipos são explicadas tanto por variações na morfologia do domo, em especial sua altura e diâmetro, quanto por diferenças na taxa de resfriamento da lava. Os dois domos estudados por esse autor apresentam 140 e 180 m de altura e 950 e 1080 m de diâmetro, respectivamente, e não têm todas as zonas propostas pelos modelos. Desta forma, os lobos descritos no ponto LC54, apesar de formados somente por riolitos com disjunções em laje, também podem ser denominados domos, dadas suas pequenas dimensões.

No entanto, na maior parte dos afloramentos, não são observados lobos, e as disjunções em laje se dispõem horizontalmente, com truncamentos pontuais, formando unidades tabulares de espessuras variáveis. Desta forma, considera-se que a lava que deu origem às litofácies com esta estrutura chegou à superfície e extravasou tanto na forma de unidades ácidas tabulares quanto como uma sucessão de domos riolíticos que posteriormente coalesceram.

O motivo da total ausência de autobrechas basais nas unidades tabulares ainda é incerto, se decorrente de erosão, se se encontram encobertas ou se de fato não chegaram a ser geradas, por alguma peculiaridade reológica da lava ácida. Nesse sentido, ainda, Henry e Wolff (1992) afirmam que a ausência de brechas basais não deve servir como evidência incontestada da origem piroclástica de uma sequência vulcânica. Os autores apontam que em várias províncias (Quadro 3.2), em particular aquelas cujo magmatismo atingiu elevadas temperaturas (como é o caso das rochas do tipo Palmas), a presença de autobrechas basais é menos comum, dada a provável baixa viscosidade destas lavas.

Não foram observadas diferenças de assembleia mineral, estrutura ou textura entre as rochas que formam os dois diferentes tipos de manifestação vulcânica, não sendo possível indicar quais os fatores que definem e diferenciam a gênese das unidades tabulares dos domos. Supostamente, a lava geradora dos domos tem viscosidade maior que aquela das unidades tabulares, havendo o extravasamento desta por distâncias maiores. No entanto, não há dados no presente trabalho que sustentem esta hipótese.

A variação lateral entre o *pitchstone*, o riolito afanítico e o riolito com disjunções em laje, associada à verticalidade do mergulho desta estrutura (observada em alguns pontos, como em LC16 – Figura 4.23 a), indica a presença de condutos alimentadores com variação faciológica lateral. Desta forma, a lateral mais externa do conduto, devido às diferenças de temperatura com relação à encaixante fria, se resfriaria rapidamente, gerando o *pitchstone*. Já a zona do núcleo do conduto se resfriaria com menor velocidade, formando uma rocha com menor quantidade de vidro vulcânico (riolito com disjunções em laje). O riolito afanítico seria, então, a litofácies de transição entre as bordas do conduto e seu núcleo, com grau de cristalinidade intermediário entre o *pitchstone* e o riolito com disjunções em laje.

Segundo Richnow (2000), muitos autores sugerem que acamamento ígneo no conduto seja gerado durante o fluxo e ascensão do magma. Assim, o cisalhamento ao longo da parede do conduto dá origem a planos quase verticalizados nesta região, apesar de estas estruturas se colocarem paralelamente à paleossuperfície conforme a lava extravasa. Desta forma, o acamamento de rochas riolíticas geralmente mergulha em direção ao conduto. O autor afirma, ainda, que a estrutura de fluxo no conduto pode ser ressaltada por variações no grau de

cristalinidade, vesicularização secundária e processos de devitrificação (como a formação de esferulitos ao longo de planos de cisalhamento preferenciais).

A distância entre o *pitchstone* e o riolito com disjunções em laje é métrica a decamétrica, um indicativo da espessura destes condutos. No entanto, é comum a presença de diques de espessura decimétrica de riolito afanítico, que também podem ter atuado como alimentadores das sequências vulcânicas.

Nos diagramas do tipo Harker, o riolito com disjunções em laje se enquadra no grupo geoquímico B, enquanto o *pitchstone* e o riolito afanítico, no grupo A. Esta disparidade no comportamento geoquímico é atribuída a diferenças reológicas entre as litofácies, uma vez que as mesmas não se formaram com a mesma velocidade de cristalização, o que é indicado pelas variações na quantidade de vidro vulcânico presente em cada litotipo.

A feição métrica no riolito com níveis de quartzo, formada pelo truncamento das disjunções em laje e similar a estratificações cruzadas é descrita somente no ponto LC10. Nos demais afloramentos e demais litofácies os truncamentos envolvem somente dois planos, um horizontalizado e outro com mergulhos entre 10 e 30°. Aventa-se, então, a possibilidade da feição descrita em LC10 ser um indício de domos de natureza exógena.

Segundo Richnow (2000), este tipo de domo é formado quando mais lava é adicionada a um domo recém-formado, empurrando e forçando sua carapaça já solidificada. A carapaça se fratura, formando vias para o escape da lava recém-injetada. Esta lava, ao extravasar, gera um novo lobo no domo. No entanto, o acamamento ígneo presente no restante do domo não terá o mesmo mergulho e a mesma direção do acamamento do lobo mais jovem. Formam-se então discordâncias entre os planos desta estrutura ígnea, similar a observada em LC10. No entanto, a ausência de lobos neste afloramento impossibilita afirmar que esta é de fato a origem do truncamento descrito ou se o mesmo é uma feição decorrente da própria movimentação da lava.

Nos diagramas de variação, a amostra de riolito com níveis de quartzo não segue o padrão dos grupos geoquímicos definidos, devido aos teores elevados de SiO₂ e MgO, já que nas demais amostras estes dois óxidos são inversamente proporcionais. Além disso, apesar de apresentar elevada porcentagem de sílica (72,24%) se comparada às outras amostras (o que levaria a classificá-la como uma

fase evoluída), o riolito com níveis de quartzo é levemente menos diferenciado em relação ao condrito de Sun e McDonough (1989).

Esta aparente inconsistência entre os dados pode ser um indício de que nem toda a sílica presente na rocha seja de origem primária. Desta forma, é possível que os níveis de quartzo que definem essa litofácies sejam posteriores à cristalização da rocha, possivelmente associados a processos hidrotermais das fases finais do vulcanismo. Este fluido percolaria, então, por descontinuidades formadas pelas disjunções em laje e, após precipitar, geraria níveis paralelos à estrutura primária do litotipo. O fato desta litofácies ocorrer somente no ponto LC10 sugere que o processo que deu origem aos níveis de quartzo foi localizado.

O riolito amigdalóide, descrito em somente dois pontos (LC12 e LC13), não tem relações de contato com as demais litofácies. No entanto, este litotipo ocorre nas cotas 1284 e 1299 m, enquanto que as outras litofácies aflorantes nas proximidades ocorrem em cotas de no máximo 1270 m. Assim, aventa-se a possibilidade do riolito amigdalóide formar, nesta região, a porção de topo de uma sequência vulcânica.

Considera-se, portanto, que esta porção da sequência tenha uma elevada taxa de resfriamento, que é indicada pelo elevado teor de vidro vulcânico no riolito amigdalóide. De acordo com Manley e Fink (1987 *apud* Richnow, 2000), a ausência de pressão litostática faz com que os fluidos presentes na lava, ao extravasar, tendam a escapar devido ao *second boiling*.

Desta forma, nucleiam-se bolhas que se expandem inicialmente em direção à superfície do domo ou do corpo efusivo. Forma-se, então, uma superfície com vesículas e amígdalas alongadas e relativamente pequenas, constituindo cerca de 25-40% do volume da rocha, características muito similares às observadas no riolito amigdalóide (amígdalas ovais e achatadas, milimétricas a centimétricas, compondo 30% da rocha).

A sexta e última litofácies com disjunções em laje é o riolito hidrotermalizado. Como exposto anteriormente, a colocação do mesmo foi posterior à do riolito com disjunções em laje, devido à presença de brechas no contato entre estes dois litotipos. A elevada quantidade de amígdalas no riolito hidrotermalizado indica que o mesmo foi formado por uma fase final da fusão, com elevada concentração de fluidos. Estes possivelmente se encontravam exsolvidos no líquido magmático, o

que torna a fusão ácida ainda mais viscosa e dificulta a sua ascensão e extravasamento.

A fusão se aproveita de discontinuidades encontradas no seu caminho em direção à superfície para se colocar. Desta maneira, ela intrude entre os planos da estrutura do riolito com disjunção em lajes já solidificado, brechando-o. Considerando a elevada viscosidade da fusão, mudanças tênues na direção do fluxo serão posteriormente impressas na rocha na forma de mudanças na orientação das amígdalas.

Após a solidificação, fluidos residuais percolam a rocha encaixante, gerando os veios caulíníticos. A relação genética entre os veios e a litofácies em questão é indicada pela similaridade composicional entre o preenchimento dos veios e das amígdalas do riolito hidrotermalizado. Além disso, é flagrante a presença de níveis caulíníticos descontínuos no topo e na base desta litofácies, similares aos veios caulíníticos e formados a partir da coalescência de amígdalas.

O bandamento composicional, observado nas litofácies riolito com estrutura de fluxo bandada e riolito afanítico, é definido por variações de cor do vidro vulcânico e de porcentagem da matriz quartzo-feldspática. Em MEV, não se observam mudanças significativas no grau de devitrificação entre as bandas claras e escuras. A catodoluminescência, por sua vez, indica diferenças composicionais entre os níveis, relacionada à presença de Eu^{2+} , Fe^{3+} ou Ti^{4+} na estrutura cristalina do feldspato alcalino nos níveis claros.

No ponto LC01, o riolito com estrutura de fluxo bandada ocorre sobre o riolito maciço, compondo o topo desta sequência vulcânica. A presença de níveis dobrados nas porções superiores de unidades vulcânicas é observada tanto em rochas efusivas quanto em ignimbritos reomórficos.

Fink (1980) e Gregg *et al.* (1998) afirmam que dobras em fluxos de lava ácida são resultado de variações compressionais e de viscosidade entre as zonas de topo e do interior do fluxo. A porção superior resfria mais rapidamente que a inferior, por estar em contato com a atmosfera. Esta diferença de temperatura determina um gradiente de viscosidade, sendo a porção superior mais viscosa que a central. Conforme a lava é comprimida durante o extravasamento, a porção menos viscosa flui mais facilmente que a porção mais viscosa de topo, que acaba se enrugando, gerando dobras.

Andrews e Branney (2011) afirmam que o reomorfismo se manifesta pela presença de dobras e lineações de alongação. As dobras reomórficas são similares, curvilineares, sendo abundante a presença de dobras obliquas e em bainha. Elas se associam a *fiammes* e vesículas achatadas, *boudinage* localizada, *tension gashes* em *fiammes* ou na matriz e autobrechações pontuais de superfícies de topo desgaseificadas.

Os autores estudaram o ignimbrito reomórfico de Grey's Landing (Idaho) e, segundo eles, o evento deformacional que gerou bandamento de fluxo, dobras intrafoliares, em bainha e isoclinais nesta rocha ocorreu a partir de uma zona de cisalhamento dúctil que migrou em direção ao topo do material piroclástico, ainda durante a sua deposição. Desta maneira, tais estruturas encontram-se presentes em praticamente toda a espessura do depósito.

O bandamento composicional foi descrito no riolito afanítico do ponto LC16, que foi definido como um conduto vulcânico. Este bandamento encontra-se dobrado, formando, em sua maioria, dobras intrafoliares. No entanto, Andrews e Branney (2011) afirmam que ignimbritos reomórficos não preservam feições de cisalhamento nas proximidades do conduto, devido à intensa fragmentação que ocorre durante a saída do fluxo piroclástico. Em contrapartida, rochas efusivas ácidas podem apresentar bandamentos de fluxo, dobras e lineações de alongamento mesmo em áreas que margeiam o conduto. Além disso, enquanto a lava percorre a maior parte de seu movimento como um fluxo dúctil, que permite a formação das dobras, o fluxo piroclástico o faz somente nos estágios finais de seu transporte, já distante do conduto.

Assim, tendo em vista que o bandamento composicional e as dobras encontram-se restritos às zonas superiores da sequência ou ocorrem próximos a um conduto vulcânico, aliado à ausência de *fiammes*, vesículas achatadas, *boudinage* ou *tension gashes* nestas litofácies, considera-se que as mesmas foram formadas a partir de processos efusivos, similares àqueles descritos por Fink (1980) e Gregg *et al.* (1998). Considerando a ausência de lobos, estas rochas formam o topo de unidades tabulares constituídas por riolito maciço.

Ao se analisar isoladamente a zona com bandamento composicional dobrado, tem-se que as dobras são decorrentes de contrastes reológicos entre os níveis de diferentes composições. Castro e Cashman (1999), descrevem que planos dobrados

são sempre menos vesiculados que a matriz que os circunda, indicando que os níveis menos viscosos são dobrados sobre os mais viscosos.

No caso dos riolitos com bandamento dobrado da área em estudo, esta diferença reológica deve-se a variações na porcentagem de fase cristalina e fusão presentes logo após o extravasamento de lava. Apesar da pequena variação nos teores de microfenocristais nos dois níveis, considerando a matriz quartzo-feldspática de origem primária, os níveis claros são formados por 45% de fase vítrea e 55% de fase cristalina, enquanto os níveis escuros, respectivamente por 65% e 35%. A presença de cristais na fusão aumenta a sua viscosidade, definindo contrastes reológicos entre os níveis descritos.

As assinaturas geoquímicas no diagrama de variação de ETR para as quatro amostras bandadas analisadas (grupo C) têm três padrões distintos. As duas amostras referentes ao ponto LC01 assemelham-se às amostras dos grupos A e B. No entanto, as amostras LC03-2 e LC02-1, apesar de assemelharem-se em termos texturais e estruturais às outras duas, têm padrão destoante.

Estas mudanças sugerem que as duas rochas em questão tenham sido geradas por processos diferentes daqueles de LC01, talvez por fontes diferentes ou por mistura de materiais. No entanto, não há evidências texturais ou estruturais que indiquem claramente quais foram esses processos. Ressalta-se que no ponto LC02 ocorrem blocos decimétricos de composição basáltica. Além disso, o ponto onde o basalto aflora (LC08) encontra-se nas proximidades de LC02 e LC03.

Assim, conclui-se que as litofácies riolito com disjunções em laje, riolito maciço, riolito afanítico, riolito hidrotermalizado, riolito amigdalóide, riolito com estrutura de fluxo bandada e *pitchstone* foram geradas a partir de processos efusivos. Com o auxílio da análise petrográfica é possível constatar a presença de três estágios de cristalização: estágios magmático, hidrotermal e de devitrificação.

O estágio magmático é representado por quatro fases de cristalização. Na primeira fase, cristalizaram-se os minerais acessórios: minerais opacos e apatita; na segunda fase, cristalizaram-se os microfenocristais de plagioclásio e piroxênio cálcico. Na fase seguinte é formada a matriz quartzo-feldspática, em condições de rápido resfriamento, apesar de ainda ser possível a formação de estruturas organizadas. Já na quarta e última fase, o resfriamento é ainda mais rápido, formando o vidro vulcânico. Algumas feições observadas nos microfenocristais, tais como engolfamento e bordas corroídas, indicam a reação entre esta fase de

cristalização com o líquido residual, que posteriormente gerou a matriz quartzo-feldspática e o vidro. Estas interações são decorrentes das variações de pressão e temperatura conforme o processo magmático evolui.

O estágio seguinte é definido pela alteração dos minerais formados durante o estágio anterior devido à atuação de fluidos de origem hidrotermal, relacionados aos momentos finais do processo magmático. Desta forma, a partir da alteração do plagioclásio há a formação de sericita, enquanto que a alteração de piroxênio cálcico gera minerais opacos e clorita. Há também clorita associada à alteração de vidro vulcânico. Materiais de preenchimento de amígdalas, tais como zeólitas, quartzo, clorita e vidro vulcânico, também são gerados durante esta fase.

A devitrificação do vidro vulcânico define o último estágio de cristalização observado nestas rochas. São então formados argilominerais associados a quebras perlíticas e aos esferulitos.

A litofacies riolito bandado vítreo, apesar de também ter bandamento composicional, diferencia-se das anteriores pela maior porcentagem de vidro vulcânico, pela presença de estruturas ameboides e por ser formada por cinco níveis diferentes. Além disso, são observados cristais e amígdalas rotacionados, ausentes nos demais litotipos bandados.

As estruturas ameboides são constituídas por vidro vulcânico e seu formato assemelha-se a paredes de vesículas fragmentadas, o que permite classificá-las como *shards*. Segundo McPhie *et al.* (1983), este termo é utilizado para denominar partículas geradas tanto pela fragmentação explosiva de magma ou lava, quanto por fragmentação não-explosiva, ocorrida durante o rápido resfriamento de magma/lava, ou ainda pelo atrito de clastos vítreos durante o transporte.

Segundo Henry e Wolff (1992), a presença de púmices ou *shards* indica somente a vesicularização e fragmentação do magma, o que não necessariamente implica em origem piroclástica. No entanto, os autores enfatizam que os *shards*, quando presentes em rochas efusivas, associam-se a brechas de topo, base ou de margem de fluxo, enquanto que em ignimbritos reomórficos eles podem estar presentes em qualquer zona do depósito.

O riolito vítreo bandado ocorre sobre o riolito hidrotermalizado e não há qualquer evidência de interação entre ambos, descartando a ideia de que o primeiro é uma brecha de base de derrame. Andrews e Manley (2011) afirmam, ainda, que *shards* associados a autobrechas de corpos efusivos estão geralmente cisalhados,

o que não é observado na litofácies analisada. A presença de minerais rotacionados indica, ainda, um comportamento reológico diferente daquele das demais litofácies bandadas. As dobras fechadas descritas nesta litofácies são decorrentes de diferenças reológicas entre os cinco níveis que a constituem, considerando a variação na porcentagem de seus constituintes.

Além disso, o contato gradacional entre os níveis do riolito vítreo bandado é um indício de acamamento granulométrico. Tendo em vista que Henry e Wolff (1992) afirmam que, em geral, depósitos efusivos são verticalmente homogêneos enquanto ignimbritos reomórficos são heterogêneos, esta poderia ser uma evidência da origem piroclástica. As feições intrusivas descritas sugerem escape de voláteis, podendo se tratar de pequenos “*gas-escape pipes*”, o que, segundo os mesmos autores, são feições exclusivas de ignimbritos reomórficos, ausentes em rochas ácidas efusivas.

Fink e Manley (1989 *apud* Henry e Wolff, 1992) afirmam que, durante o avanço de fluxos de lava ácida, é possível que a quantidade de voláteis aumente substancialmente, devido à migração e concentração de fase vapor após a gênese da fase cristalina e microfraturamento. A frente da lava pode colapsar, expondo o interior do fluxo supersaturado em voláteis, resultando em uma explosão que dá origem a um fluxo piroclástico secundário. Depósitos formados por este fluxo podem ser fundidos pela lava ácida ainda em movimento, gerando zonas com aparente reomorfismo.

Dado o caráter localizado do riolito vítreo bandado (descrito somente no ponto LC34), a possibilidade de ter mesmo sido formado por um evento vulcanoclástico de grandes proporções é pequena. Desta forma, considera-se que o mesmo é resultado de um fluxo piroclástico gerado pelo colapso de lava ácida, já que o riolito com disjunções em laje e o riolito afanítico são duas litofácies aflorantes nas proximidades de LC34 (pontos LC41 e LC35).

Deste modo, em termos gerais, as rochas ácidas aflorantes na área de estudo foram formadas predominantemente por processos efusivos, que geraram domos e unidades tabulares de composição riolítica a partir de condutos vulcânicos. Por estes mecanismos formaram-se as litofácies riolito com disjunções em laje, riolito maciço, riolito afanítico, riolito hidrotermalizado, riolito amigdalóide, riolito com estrutura de fluxo bandada e *pitchstone*.

Das rochas descritas, somente a litofácies riolito vítreo bandado é de origem piroclástica. No entanto, este litotipo foi gerado por um fluxo piroclástico secundário, relacionado ao colapso da própria lava riolítica. Não há, portanto, evidências de ocorrência de episódios piroclásticos de grande magnitude ou de eventos reomórficos relacionados à gênese das rochas aflorantes nas proximidades do município de Palmas. Os critérios utilizados na definição da natureza das litofácies descritas estão sumarizados no Quadro 7.1.

Os veios silicáticos e a matriz das brechas intrusivas II são formados por clastos muito finos, subangulosos a subarredondados, sendo que pontualmente é observado um acamamento composicional. O modo de ocorrência (como diques, veios ou soleiras) indica que este material foi intrudido nas rochas ácidas. Nos locais em que houve a injeção de um volume maior de material, o mesmo foi capaz de fragmentar as encaixantes ácidas, formando as brechas.

A gênese deste material ainda é controversa. Duarte *et al.* (2012) apontam que o hidrotermalismo associado a intrusões básicas da PMP ou o gradiente geotérmico dos próprios fluxos de lava podem ser responsáveis pelo aquecimento de água contida nas rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Este, segundo os autores, seria o ponto de partida que desencadearia o processo de injeção de areia. Desta forma, o material observado na matriz das brechas e nos veios tratar-se-ia de material oriundo de rochas sedimentares subjacentes.

Licht *et al.* (2012), por sua vez, propõem o hidrovulcanismo como processo gerador de rochas e estruturas similares às descritas, apesar de associadas aos derrames básicos. No trabalho citado, salienta-se que episódios hidrovulcânicos promoveram uma enorme transferência de massa da sequência sedimentar para os depósitos hidrovulcânicos em questão. Afirma-se que a matriz destes depósitos é francamente constituída por grãos minerais coletados pelo magma durante sua passagem pela sequência sedimentar, misturados a clastos juvenis e vidro vulcânico. Os autores aventam a possibilidade do material avermelhado presente na matriz, a princípio descrito como ferruginoso neste estudo, possa se tratar de vidro vulcânico. No entanto, como o estudo destas feições singulares não é o objetivo do presente trabalho, sugere-se uma futura investigação pormenorizada destes veios e brechas relacionados às rochas ácidas do tipo Palmas.

As rochas basálticas afloram em somente dois dos pontos descritos. Em LC02 elas são de baixo titânio (magma-tipo Esmeralda de Peate *et al.*, 1992) e

ocorrem intercaladas ao riolito com estrutura de fluxo bandada. Já em LC08, o basalto é de alto titânio (magma-tipo Pitanga, de Peate *et al.*, 1992) e não há relações de contato entre esse litotipo e as demais litofácies ácidas, de maneira que considerações acerca de sua estratigrafia ser precipitada.

ESTRUTURA	LITOFÁCIES	EVIDÊNCIAS DE ORIGEM EFUSIVA	EVIDÊNCIAS DE ORIGEM PIROCLÁSTICA	ORIGEM ATRIBUÍDA
DISJUNÇÕES EM LAJE	Riolito com disjunções em laje	<ul style="list-style-type: none"> - Ausência de acamamento; - Presença de lobos de altura métrica; 	<ul style="list-style-type: none"> - Truncamento entre os planos das disjunções; - Ausência de autobrechas basais; - Ausência de algumas zonas típicas de domos conforme modelos; 	<p><i>EFUSIVA</i></p> <ul style="list-style-type: none"> - Fluxos de viscosidade alta o suficiente para gerar os lobos não são compatíveis com processos piroclásticos (Manley, 1996). - A ausência de autobrechas pode ser decorrente de particularidades reológicas da lava (Henry e Wolff, 1992); - Ausência de litotipos decorre da morfologia do domo (Richnow, 2000);
	Riolito afanítico			
	<i>Pitchstone</i>			
	Riolito amigdalóide			
	Riolito hidrotermalizado			
ESTRUTURA DE FLUXO BANDADA	Riolito com níveis de quartzo			
	Riolito com estrutura de fluxo bandada	<ul style="list-style-type: none"> - Bandamento dobrado restrito às porções superiores da sequência (sobre riolito maciço); - Ausência de <i>fiammes</i>, vesículas achatadas, <i>boudinage</i> ou <i>tension gashes</i>; 	<ul style="list-style-type: none"> - Ausência de lobos; 	<p><i>EFUSIVA</i></p> <ul style="list-style-type: none"> - Bandamento dobrado se restringe às porções superiores de unidades ácidas efusivas (Fink, 1980 e Gregg et al., 1998). Já em depósitos reoignimbíticos, o bandamento dobrado ocorre em toda a sua espessura (Andrews e Branney, 2011).
	Riolito afanítico	<ul style="list-style-type: none"> - Ocorrência relaciona-se a um conduto vulcânico; - Ausência de <i>fiammes</i>, vesículas achatadas, <i>boudinage</i> ou <i>tension gashes</i>; 	<ul style="list-style-type: none"> - Não há evidências. 	<p><i>EFUSIVA</i></p> <ul style="list-style-type: none"> - Ignimbritos reomórficos não preservam feições de cisalhamento nas proximidades do conduto (Andrews e Branney, 2011).
MACIÇA	Riolito vítreo bandado	<ul style="list-style-type: none"> - Caráter localizado impossibilita gênese a partir de grande evento vulcanoclástico; 	<ul style="list-style-type: none"> - Presença de <i>shards</i> não cisalhados; - Bandamento com acamamento granulométrico; - Possíveis <i>gas-escape pipes</i>; 	<p><i>FLUXO PIROCLÁSTICO SECUNDÁRIO</i></p> <ul style="list-style-type: none"> - depósitos efusivos são verticalmente homogêneos enquanto ignimbritos reomórficos são heterogêneos (Henry e Wolff, 1992); - <i>Gas-escape pipes</i> são exclusivos de ignimbritos reomórficos (Henry e Wolff, 1992). - Colapso do fluxo de lava ácida resulta em fluxos piroclásticos secundários, posteriormente fundidos pela própria lava, gerando aparente reomorfismo (Fink e Manley, 1989 <i>apud</i> Henry e Wolff, 1992).
	Riolito maciço	<ul style="list-style-type: none"> - Não há evidências. 	<ul style="list-style-type: none"> - Não há evidências. 	<p><i>EFUSIVA</i></p> <ul style="list-style-type: none"> - Ocorrência associada à litofácies com disjunções em laje e riolito com estrutura de fluxo bandada. - Nos diagramas geoquímicos, esta litofácies apresenta o mesmo comportamento que o riolito com disjunções em laje, se enquadrando no mesmo grupo (B).

Quadro 7.1 – Síntese dos critérios utilizados para a definição da natureza das litofácies ácidas descritas na região de estudo.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

- As rochas ácidas da Província Magmática do Paraná aflorantes nas proximidades do município de Palmas têm variações composicionais, texturais e estruturais e, considerando essas variações, são divididas em litofácies.

- Em campo, estes litotipos são divididos nas litofácies riolito com disjunções em laje, riolito afanítico, *pitchstone*, riolito amigdalóide, riolito hidrotermalizado, riolito com níveis de quartzo, riolito com estrutura de fluxo bandada e riolito vítreo bandado.

- A análise petrográfica de lâminas das litofácies riolito com disjunções em laje, riolito afanítico, *pitchstone*, riolito amigdalóide, riolito com níveis de quartzo, riolito com estrutura de fluxo bandada e riolito vítreo bandado ratifica a divisão faciológica de campo.

- Dentre os fatores que distinguem as litofácies ácidas destacam-se:

- a) Presença e o tipo de estrutura observada: disjunções em laje, bandamento composicional, amigdalóide e estrutura maciça;
- b) A porcentagem de vidro vulcânico, que varia de 15% até 80%, e que define quatro litofácies de textura hipocristalina e quatro hipohialinas;
- c) O teor de matriz quartzo-feldspática, que diferencia *pitchstones* de riolitos afaníticos;
- d) A presença de níveis de quartzo;
- e) A porcentagem e o preenchimento de amígdalas, sendo que a partir da porcentagem destas estruturas distingue-se o riolito hidrotermal e o riolito amigdalóide das demais, enquanto o preenchimento das amígdalas diferencia estas duas litofácies entre si;
- f) E a presença de estruturas amebóides (exclusiva do riolito vítreo bandado).

- A assembleia mineral primária destas rochas é formada por plagioclásio, clinopiroxênio, minerais opacos, apatita, matriz quartzo-feldspática, além de vidro vulcânico.

- A assembleia mineral secundária é constituída pela paragênese sericita, opacos e, por vezes, clorita. As amígdalas são preenchidas por vidro vulcânico, clorita, quartzo ou zeólitas.

- Há evidências de que o vidro vulcânico passou por processos de devitrificação, gerando quebras perlíticas, esferulitos, argilominerais e variações de birrefringência.

- A classificação pelo diagrama TAS indica que as rochas analisadas não têm variações significativas nos teores de SiO_2 , K_2O ou Na_2O , sendo todas classificadas como riolitos. Em contrapartida, no diagrama R1-R2, observa-se que algumas amostras de *pitchstones* e uma de riolito maciço com valores de R2 superiores às demais amostras, são classificadas como dacitos, enquanto as demais são projetadas no campo dos riolitos. Estes dois diagramas indicam, ainda, o caráter subalcalino destas rochas, sendo que no diagrama AFM observa-se que pertencem à série toleítica, com enriquecimento de $\text{FeO}_{(\text{total})}$.

- A análise por MEV-EDS define que o piroxênio trata-se de augita ou de um piroxênio com pouco cálcio (pigeonita ou ortopiroxênio), enquanto o plagioclásio é a andesina.

- Nos diagramas do tipo Harker, são diferenciados três grupos geoquímicos: grupo A, formado por riolito afanítico e *pitchstone*; grupo B, que representa o riolito maciço e o riolito com disjunções em laje; e o grupo C, formado pelo riolito com estrutura de fluxo bandada. A amostra de riolito com níveis de quartzo não se enquadra em nenhum destes grupos. Nos grupos A e C, apesar das variações nos teores de óxidos serem insuficientes para se admitir a presença de fases fracionantes ou residuais, considera-se ter havido tênues mudanças na composição dos minerais. Já o grupo B tem grande dispersão dos dados, sem tendências claras.

- Se comparados aos dados de Nardy *et al.* (2008), a análise dos diagramas de Harker e do diagrama $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ indica que estas rochas são do tipo Palmas, subgrupo Clevelândia.

- Os teores dos HFSE das rochas analisadas são compatíveis aos intervalos propostos por Garland *et al.* (1995) para definir as rochas do tipo Palmas.

- A análise do diagrama multielementar para elementos traço normalizados pelo manto primitivo de Sun e McDonough (1989) indica que as rochas, em geral, têm a mesma assinatura, com pequenas variações no grau de fracionamento ou fusão parcial.

- O padrão geral de distribuição de elementos terras raras (ETR), normalizados para o condrito de Sun e McDonough (1989), mostra enriquecimento em ETRL em

relação a ETRP. Observa-se que as rochas do grupo A são menos fracionadas em relação ao condrito e entre si do que aquelas do grupo B. Das quatro amostras do grupo C, duas têm assinaturas distintas do padrão geral. Já a amostra de riolito com níveis de quartzo é incipientemente menos fracionada que a das demais litofácies.

- Com relação à origem das rochas estudadas, atribui-se origem efusiva às rochas com disjunções em laje, tendo em vista a presença de lobos métricos bem definidos, não condizentes com uma origem reomórfica. As disjunções são resultado do próprio processo de movimentação da lava, conforme a mesma se torna mais viscosa devido ao resfriamento.

- A mudança vertical entre as litofácies *pitchstone*, riolito afanítico e riolito com disjunções em laje quando relacionada a lobos indica a presença de domos zonados. No entanto, mesmo lobos sem variação faciológica podem ser assim classificados, consideradas suas pequenas dimensões.

- A ausência de lobos em outros afloramentos com riolitos com disjunções indica que, além da efusão de domos, foram formadas unidades ácidas tabulares, similares a derrames. No entanto, não são encontradas autobrechas basais. O que determina o estilo eruptivo também é incerto, uma vez que as rochas apresentam a mesma composição, textura e estrutura.

- A variação lateral entre as litofácies *pitchstone*, riolito afanítico e riolito com disjunções em laje, associada à verticalidade destas estruturas, indica a presença de condutos alimentadores métricos a decamétricos, além de diques menos espessos formados somente por riolito afanítico.

- Não é possível definir como foi formado o truncamento métrico das disjunções do riolito com níveis de quartzo. Aventa-se a possibilidade desta estrutura estar relacionada à formação de domos exógenos, apesar de não serem observados lobos neste afloramento.

- Os níveis de quartzo que definem a litofácies riolítica com níveis de quartzo, devem ter origem secundária, possivelmente hidrotermal. O fato de parte da sílica presente na rocha não ser primária explica os elevados teores de MgO e SiO₂ associados à baixa diferenciação desta rocha em relação ao condrito.

- Supõe-se que o riolito amigdalóide compõe o topo de uma sequência vulcânica, devido à cota em que ocorre e ao formato e à porcentagem das amígdalas, apesar da ausência de relações de campo.

- O riolito hidrotermalizado foi formado por uma das fases finais do evento vulcânico, rica em fluidos exsolvidos. A elevada viscosidade do material dificulta sua ascensão, e o material aproveita descontinuidades para se posicionar, tais como os planos das disjunções em laje de litotipos já solidificados. Há o brechamento na interface com a encaixante, gerando brechas intrusivas. A formação dos veios caulíníticos relaciona-se à percolação de fluidos residuais desta litofácies.

- O bandamento composicional dobrado ocorre ou restrito ao topo de sequências vulcânicas ou próximo a condutos, o que indica uma origem efusiva para esta estrutura.

- O dobramento do bandamento é decorrente de variações reológicas entre níveis com diferentes porcentagens de fase cristalina e fusão.

- As litofácies de origem efusiva (riolito com disjunções em laje, riolito maciço, riolito afanítico, *pitchstone*, riolito hidrotermalizado, riolito amigdalóide e riolito com estrutura de fluxo bandada) são formadas em três estágios de cristalização: magmático, hidrotermal e de devitrificação.

- O riolito vítreo bandado contém *shards*, seus níveis formam um acamamento granulométrico e as feições intrusivas são relacionadas a *gas-escape pipes*. Estas características indicam natureza reomórfica. No entanto, a ocorrência localizada destas rochas sugere sua formação a partir de um evento igualmente pontual, inconsistente com grandes fluxos piroclásticos. Considera-se, portanto, a ocorrência de fluxos piroclásticos secundários decorrentes do colapso da frente do fluxo de lava ácido. A própria lava, ainda em movimento, pode ter formado as feições reomórficas.

- Os veios silicáticos de cor avermelhada e as brechas intrusivas podem ser formados pela injeção de material sedimentar remobilizado por eventos hidrovolcânicos ou hidrotermais.

- Deste modo, as rochas ácidas aflorantes na área de estudo foram formadas predominantemente por processos efusivos, que geraram domos e unidades tabulares de composição riolítica a partir de condutos vulcânicos. Observa-se somente uma litofácies de origem piroclástica, de caráter localizado. No entanto, esta rocha foi gerada por um fluxo piroclástico secundário, relacionado ao colapso da própria lava riolítica. Assim, não há evidências de ocorrência de episódios piroclásticos de grande magnitude ou de eventos reomórficos relacionados à gênese das rochas aflorantes nas proximidades do município de Palmas.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth Science Reviews**, v. 50, p.77-111, 2000.
- ANDREWS, G.D. M.; BRANNEY, M.J. Emplacement and rheomorphic deformation of a large rhyolitic ignimbrite: Grey's Landing, southern Idaho. **Bulletin of Geological Society of America**, v. 123. p. 725-743, 2011.
- ANDREWS, G.D.M.; BRANNEY, M.J. Folds, fabrics, and kinematic criteria in rheomorphic ignimbrites of the Snake River Plain, Idaho: insights into emplacement and flow. **Field Guides**, Geol. Soc. Amer., v. 6. p. 311-327, 2005.
- BACHMANN, O.; M.A. DUNGAN, M. A.; LIPMAN, P. W. Voluminous lava-like precursor to a major ash-flow tuff: low-column pyroclastic eruption of the Pagosa Peak Dacite, San Juan volcanic field, Colorado. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 98, p. 153-171, 2000.
- BELLIENI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MARQUES, L. S.; MELFI, A. J.; NARDY, A. J. R.; PAPATRECHAS, C.; PICCIRILLO, E. M.; ROISENBERG, A., Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal of Petrology**, v. 27, p. 915-944, 1986.
- BRANNEY, M. J.; BARRY, T. L.; GODCHAUX, M. Sheathfolds in rheomorphic ignimbrites. **Bull. Volcanology**, v. 66, p. 485–491, 2004.
- BRANNEY, M.J.; KOKELAAR, B.P. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. **Bull. Volcanology**, v. 54, p. 504-520, 1992.
- CAMP, V. **How Volcanoes work**. Disponível em <http://www.geology.sdsu.edu/how_volcanoes_work/>. Acesso em: 01/11/2011.
- CAS, R.A.F.; WRIGHT, J.V., **Volcanic Successions – modern and ancient – a geological approach to processes, products and sucessions**. 2. ed. Londres: Chapman & Hall, 1995.
- CASTRO, J.M.; CASHMAN, K.V. Constraints on rheology of obsidian and pumice based on folds in obsidian lavas. **Journal of Structural Geology**, v. 21: p. 807-819, 1999
- CHAPIN, C.E.; LOWELL, G.R. Primary and secondary flow structures in ash-flow tuffs of the Gribbles Run Palaeovalley, central Colorado. **Geol. Soc. Am. Spec. Paper**, v. 180, p. 137-154, 1979.
- CURTI, D. K. **Tipologia e origem das fraturas sub-horizontais em basaltos da Formação Serra Geral, Brasil**. 119 f. Dissertação (Mestrado em geologia) – USP, IAG, São Paulo, 2011.
- DE LA ROCHE, H.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 – diagram and major-element analysis – its relationships with current nomenclature. **Chem. Geol.**, v. 29, p. 183-210, 1980.
- DUARTE, S. K.; HARTMANN, L. A.; ANDRADE, R. H. P.; RIZZOTTO, G. J.; BAGGIO, S. B.; KNIJNIK, D. B.; SIMÕES NETO, J. A. (2012) Sand injectites produced by hydrothermal

processes in the Serra Geral Group, Mato Grosso do Sul, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 46., 2012, Santos. **Anais...** Santos: SBG, 2012. 1 CD-ROM.

FINK, J. H.; ANDERSON, S. W. Lava Domes and Coulees. In: SIGURDSSON, H. (Ed.). **Encyclopedia of Volcanoes**. San Diego, CA: Academic Press. p. 307-320, 1999.

FINK, J.H. Surface folding and viscosity of rhyolite flows. **Geology**, v. 8, p. 250-254, 1980.

FREUNDT, A.; WILSON, C. F. N.; CAREY, S. N. Ignimbrites and Block-and-Ash Flow Deposits. In: SIGURDSSON, H. (Ed.). **Encyclopedia of Volcanoes**. San Diego, CA: Academic Press. p. 581-600, 1999.

GARLAND, F.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.M. Description and Petrogenesis of the Paraná Rhyolites, Southern Brazil. **Journal of Petrology**, v. 36, n. 5, p. 1193-1227, 1990.

GILL, R. **Igneous Rocks and processes – a practical guide**. Reino Unido: Wiley-Blackwell, 2010.

GOMES, M. E. B. 1996. **Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos em basaltos da Bacia do Paraná – região de Frederico Westphalen (RS) – Brasil**. 219 f. Tese (Doutorado em Geociências) – UFRGS, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 1996.

GREGG, T.K.P.; FINK, J.H.; GRIFFITHS, R.W. Formation of multiple fold generations on lava flow surfaces: Influence of strain rate, cooling rate and lava composition. **Journal of Volcanology and Geophysical Research**, v. 80. p. 281-292, 1998.

HARRIS, C.; MILNER, S. Crustal origin for the Paraná Rhyolites: Discussion of “Description and petrogenesis of Paraná Rhyolites, Southern Brazil” by Garland *et al.* (1995). **Journal of Petrology**, v. 38, p. 299-302, 1997.

HENRY, C. D.; WOLFF, J. A. Distinguishing strongly rheomorphic tuffs from extensive silicic lavas. **Bulletin of Volcanology**, v. 54, p.171-189, 1992.

IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v.8, p. 523-548, 1971.

JANASI, V. A.; FREITAS, V. A. HEAMAN, L. H. The onset of flood basalt volcanism, Northern Paraná Basin, Brazil: A precise U–Pb baddeleyite/zircon age for a Chapecó-type dacite. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 302 p.147–153, 2011.

JERRAM, D.; PETFORD, N. **The Field Description of Igneous Rocks**. 2. ed. Reino Unido: Wiley-Blackwell, 2011.

KRETZ, R. 1982. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. **Geochim. Cosmoch. Acta**, v.46, p. 411-421, 1982.

LE MAITRE, R.W.; BATEMAN, P.; DUDEK, A.; KELLER, J.; LAMEYRE, J.; LE BAS, M.J.; SABINE, P.A.; SCHMID, R.; SORENSEN, H.; STRECKEISEN, A.; WOOLLEY, A.R.; ZANETTIN, B. **A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks**. Blackwell Scientific Publications, Oxford, U.K. 1989.

LICHT, O. A. B.; FONSECA, C. R.; MORETTI, M. A., SILVEIRA, D. F. **Estudo de produtos hidrovolcânicos no sudoeste do Paraná**. Curitiba: MINEROPAR, 2012. 192 p. Relatório técnico.

LIMA, E. F.; PHILIPP, R. P.; RIZZON, G. C.; WAICHEL, B. L.; ROSETTI, L.M.M. Sucessões Vulcânicas e Modelo de Alimentação e Geração de Domos de Lava Ácidos da Formação Serra Geral na Região de São Marcos-Antonio Prado (RS). **Geologia USP**, Série Científica, v. 12, p. 49-64, 2012.

LINDSLEY, D. H. Pyroxene thermometry. **American Mineralogist**, v. 68, p. 477-493, 1983.

MACDONALD, G. A.; KATSURA T. Chemical composition of Hawaiian lavas. **Journal of Petrology**. v.5, p. 82-133, 1964.

MANLEY, C. R. How voluminous rhyolite lavas mimic rheomorphic ignimbrites: Eruptive style, emplacement conditions, and formation of tuff-like textures. **Geology**, v. 23, n. 4, p. 349–352, 1995.

MANLEY, C. R. Physical volcanology of a voluminous rhyolite lava flow: The Badlands lava, Owyhee Plateau, southwestern Idaho. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 71, p.129- 153, 1996.

MARQUES, S. L.; ERNESTO, M. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITONEVES, B. B. **Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca Produções Culturais. p. 245-263, 2004.

MARSHALL, R. Devitrification of natural glass. **Bull. Geol. Soc. Amer.**, v. 72, p. 1493-1520, 1961.

MCPHIE, J.; DOYLE, M.; ALLEN, R. **Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks**. Tasmania: University of Tasmania: Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, 1993.

MELFI, A. J.; PICCIRILLO E. M.; NARDY A. J. R. Geological and magmatic aspects of the Paraná Basin - an introduction. In: Piccirillo E.M., Melfi A.J. (eds) **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin: petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, 1988.

MIDDLEMOST, E. A. K. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. **Chemical Geology**, v.77, p.19-26, 1989

MILANI, E. J.; MELO, J. H. G.; SOUZA, P. A ; FERNANDES, L. A.; FRANCA, A. B. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, p. 265-287, 2007.

MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary Basins of South America. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, In-Fólio Produção Editorial, p. 389-449, 2000.

MILNER S.C.; DUNCAN A.R.; EWART A. Quartz latite rheoignimbrite flows of the Etendeka Formation, north-western Namibia. **Bull. Volcanol.** v. 54, p. 200-219, 1992.

MILNER S.C.; DUNCAN A.R.; WHITTINGHAM A.M.; EWART A. Trans-Atlantic correlation of eruptive sequences and individual silicic volcanic units within the Paraná-Etendeka igneous province. **Journal of volcanology and geothermal research**, v. 69, p.137-157, 1995.

MINEROPAR, 2006. Atlas geomorfológico do estado do Paraná. Disponível em http://www.mineropar.pr.gov.br/arquivos/File/MapasPDF/Geomorfologicos/atlas_geomorforlogico.pdf. Acessado em 20 de out de 2011.

NARDY, A. J. R.; MACHADO, F. B.; OLIVEIRA, M. A. F. As rochas vulcânicas mesozóicas ácidas da Bacia do Paraná: litoestratigrafia e considerações geoquímico-estratigráficas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n.1, p. 178-195, 2008.

NARDY, A. J. R.; OLIVEIRA, M. A. F.; BETANCOURT, R. H. S.; VERDUGO, D. R. H.; MACHADO, F. B. 2002. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. SP, **Geociências**, UNESP, n. 21, p. 15-32, 2002.

NARDY, A.J.R. Geologia e petrologia do vulcanismo mesozóico da região central da Bacia do Paraná. 316 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1995.

NARDY, A.J.R.; PICCIRILLO E.M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A. J.; BELLINI, G.; OLIVEIRA, M.A.F. Caracterização Litogeoquímica e aspectos Petrológicos de Rochas Vulcânicas da Formação Serra Geral: Região Centro-Sul, do Estado do Paraná. **Geociências**, São Paulo, v. 12, n. 2, p. 275 – 313, 1993.

NASH, W.P.; CRECRAFT, H.R. Partition coefficients for trace elements in silicic magmas. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 49, p. 309-32, 1985.

NÉMETH, K.; MARTIN, U. Practical volcanology: lectures notes for understanding volcanic rocks from field based studies. Budapeste: Geological Institute of Hungary, 2007.

NRCAM. Disponível em <http://gsc.nrcan.gc.ca/volcanoes/haz_e.php#surge>. Acessado em 01/11/2011.

PEATE, D.W.; HAWKESWORTH, D.J.; MANTOVANI, M.M.S. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. **Bulletin of Volcanology**, v. 55, p.119-139, 1992.

PETTIJOHN, F. J.; POTTER, P. E.; SIEVER, R. **Sand and Sandstone**. Berlim: Springer-Verlag, 1972.

PHILLIPP R.P.; VIERO A.P.; NEVES P.C.P.; ROBAINA L.E.S.; ZANETTE I.L. Caracterização geológica e petrológica preliminar do vulcanismo ácido da região de Campos Novos, Santa Catarina. **Boletim IG-USP**, Série Científica, v. 25, p. 17-27, 1994.

PICCIRILLO, E. M.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; MELFI, A.; STOLFA, D.; BELLINI, G.; MARQUES, L. S.; GIARETTA, A.; NARDY, A. J. R.; PINESE, J. P. P.; RAPOSO, M. I. B.; ROISEMBERG, A. Petrochemistry of continental flood basalts – rhyolite suites and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil). In: PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin – petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo: USP, p.107-156, 1988.

PICCIRILLO, E. M.; MELFI, A. J. **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin – petrogenetic and geophysical aspects**. São Paulo: USP, p.107-156, 1988.

PICCIRILLO, E. M.; RAPOSO, M. I. B.; MELFI, A.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; BELLINI, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. Bimodal fissural volcanic suites from the Paraná Basin (Brazil): K-Ar age, Sr-isotopes and geochemistry. **Geochimica Brasiliensis**, v.1, n.1, p.53-69, 1987.

POLACCI, M.; MANCINI, L.; BAKER, D. R. The contribution of synchrotron X-ray computed microtomography to understanding volcanic processes. **J. Synchrotron Rad.**, v. 17, p.215-221, 2010.

RAPOSO, M. I. B. Evolução magmática e petrológica das rochas vulcânicas ácidas mesozoicas da região de Piraju-Ourinhos (SP e PR). Dissertação (Mestrado em geologia) – USP, IAG, São Paulo, 1987.

RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic – Cretaceous boundary. **Science**, v. 258, p. 975–979, 1992.

RICHNOW, J. **Eruptional and post-eruptional processes in rhyolite domes**. 49 f. Tese (Doutorado em Philosophy in Geological Sciences) - University of Canterbury, Nova Zelândia, 2000.

ROISENBERG A. **Petrologia e geoquímica do vulcanismo ácido mesozóico da Província Meridional da Bacia do Paraná**. 285 p. Tese (Doutorado em Geociências) – UFRGS, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 1989.

SANTORI P. L. P.; MACIEL FILHO, C. L. 1983. Petrografia das rochas ácidas da Formação Serra Geral na região do Rio Paranapanema, São Paulo. **Ciência e Natura**, v. 5, p. 19-23, 1983.

SCHMINCKE, H. U. **Volcanism**. 1. ed. Berlim: Springer, 2004.

SCHMINCKE, H.U.; SWANSON, D.A. Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. **Journal of Geology**, v. 75, p. 641-664, 1967.

SELF, S.; L. KESZTHELYI, L.; THORDARSON, T. The importance of pahoehoe. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci.**, v. 26, p. 81-110, 1998.

SETR/DER, 2006. Mapa político rodoviário do estado do Paraná. Disponível em http://www.ipardes.gov.br/pdf/mapas/base_fisica/parana_politico_rodoviario.pdf. Acessado em 20 de out de 2011.

SHELLEY, D. **Igneous and Metamorphic rocks under the microscope**. Grã-Bretanha: Chapman & Hall, 1993.

SIAL, A.N.; McREATH, I. **Petrologia Ignea**. v. 1: Os fundamentos e as ferramentas de estudo. Salvador: SBG/CNPq, 1984.

SIMÕES, M. S.; LIMA, E. F. Termometria e viscosidade dos vulcanitos ácidos da Formação Serra Geral na porção NE do Rio Grande do Sul. In: V SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2011, Cidade de Goiás. Anais... Cidade de Goiás: UFG, 2011. v. 2 p. 11, 2011.

STOW, D.A.V. **Sedimentary Rocks in the Field: A Colour Guide**. Burlington: Elsevier Academic Press, 2005.

SUMNER, J.M.; BRANNEY, M.J. The emplacement history of a remarkable heterogeneous, chemically zoned, rheomorphic and locally lava-like ignimbrite: 'TL' on Gran Canaria. **J. Volcanol. Geotherm. Res.**, v.115, p. 109-138, 2002.

SUN, S. S.; MCDONOUGH, W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SAUDERS, M. J. **Magmatism in the ocean basins**. Londres: Geological Society Special Publ. v.42, p.313-345, 1989

THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M., Paraná flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. **Geology**, v. 38, p. 747-750, 2010.

ULBRICH, H. H. G. J.; VLACH, S. R. F.; JANASI, V. A. O mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas. **Revista Brasileira de Geociências**, v.31, n.2, p. 163-172, 2001.

UMANN, L. V.; LIMA, E. F., SOMMER, C. A.; LIZ, J. D. Vulcanismo ácido da região de Cambará do Sul; RS: litoquímica e discussão sobre a origem dos depósitos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n.3,p. 357-364, 2001.

USGS. Disponível em <<http://vulcan.wr.usgs.gov/Volcanoes/MSH/Images/MSH80/framework.html>>. Acessado em 01/11/2011.

VERNON, R. H. **A practical guide to Rock Microstructure**. 1. ed. Cambridge: New York, 2004.

WALLACE, P.; ANDERSON Jr., A. T.. Volatiles in Magmas. In: SIGURDSSON, H. (Ed.). **Encyclopedia of Volcanoes**. San Diego, CA: Academic Press. p. 149-170, 1999

WINKLER, H.G.F. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. New York: Springer-Verlag, 1979.

WOLFF, J.A.; WRIGHT, J.V. Rheomorphism of welded tuffs. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 10, p. 13-34, 1981.

ZÁLAN, P. V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P., MILANI, E. J. **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobrás, p. 135-168, 1990.

ANEXOS

ANEXO 1 – TABELA 1: COORDENADAS DOS AFLORAMENTOS DESCRITOS (DATUM: SAD-69).	125
ANEXO 2 – TABELA 2: ANÁLISES POR FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X PARA ÓXIDOS MAIORES RECALCULADAS PARA BASE ANIDRA, VALORES DE LOI (LOSS ON IGNITION) E MINERAIS NORMATIVOS PARA AS ROCHAS ÁCIDAS E BASÁLTICAS DESCRITAS NA ÁREA DE ESTUDO. EXPRESSAS EM PORCENTAGEM PESO.	127
ANEXO 3 – TABELA 3: ANÁLISES POR PLASMA ICP-MS PARA ELEMENTOS TRAÇO E ETR PARA AS ROCHAS ÁCIDAS DESCRITAS NA ÁREA DE ESTUDO. EXPRESSAS EM $\mu\text{G/G}$	129

ANEXO 1 – TABELA 1: COORDENADAS DOS AFLORAMENTOS DESCRITOS (DATUM: SAD-69).

PONTO	UTM E	UTM N	ALTITUDE
LC01	388789	7116456	1007
LC02	389048	7116556	1028
LC03	388162	7115888	1023
LC04	388997	7116067	1044
LC05	387665	7115697	1025
LC06	389540	7116263	931
LC07	389729	7115774	892
LC08	372844	7111923	930
LC09	372326	7111486	969
LC10	425537	7060185	1280
LC11	436298	7059686	1300
LC12	434206	7063391	1299
LC13	433635	7064836	1284
LC14	432839	7066212	1270
LC15	433284	7066724	1253
LC16	433349	7067017	1254
LC17	433264	7067215	1254
LC18	433312	7060036	1226
LC19	433367	7069602	1227
LC20	433080	7070917	1257
LC21	430905	7073700	1266
LC22	431012	7075162	1233
LC23	428972	7078684	1224
LC24	429700	7081432	1154
LC25	432869	7083312	1089
LC26	433204	7083046	1107
LC27	434385	7082587	1161
LC28	435200	7082261	1198
LC29	432747	7086213	1136
LC30	448502	7059339	1307
LC31	447745	7058918	1337
LC32	445734	7058859	1330
LC33	443945	7059036	1239
LC34	422243	7065051	1248
LC35	422548	7065010	1234
LC36	423020	7064531	1206
LC37	423402	7064467	1202
LC38	424280	7063508	1253
LC39	425073	7061024	1258

ANEXO 1 – TABELA 1: CONTINUAÇÃO...

PONTO	UTM E	UTM N	ALTITUDE
LC40	430304	7059790	1296
LC41	421507	7066647	1240
LC42	421273	7068175	1230
LC43	420529	7069232	1234
LC44	420302	7069351	1238
LC45	419894	7069297	1250
LC46	418747	7069898	1258
LC47	417801	7071328	1241
LC48	418997	7073751	1167
LC49	420868	7074755	1174
LC50	421542	7075116	1157
LC51	421525	7075101	1142
LC52	423898	7074693	1171
LC53	426585	7077950	1168
LC54	404863	7067876	1074

ANEXO 2 – TABELA 2: ANÁLISES POR FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X PARA ÓXIDOS MAIORES RECALCULADAS PARA BASE ANIDRA, VALORES DE LOI (LOSS ON IGNITION) E MINERAIS NORMATIVOS PARA AS ROCHAS ÁCIDAS E BASÁLTICAS DESCRITAS NA ÁREA DE ESTUDO. EXPRESSAS EM PORCENTAGEM PESO.

LITOFÁCIES		Riolito com disjunções em laje												Riolito com níveis de quartzo	Rochas basálticas	
AMOSTRA		LC-07-1	LC-10-1	LC-11-2	LC-11-3	LC-11-4	LC-15-1	LC-16-3	LC-21-1	LC-23-2	LC-23-2A	LC-27-2	LC-28-1	LC-10-2	LC-02-3	LC-08-1
BASE ANIDRA	SiO ₂	72,35	70,35	70,37	70,34	71,72	71,78	72,18	71,96	71,56	71,84	69,94	71,30	72,24	52,92	49,81
	Al ₂ O ₃	12,03	12,35	12,39	12,28	12,22	12,21	12,72	12,99	12,75	12,88	13,61	13,91	12,40	13,50	12,83
	Fe ₂ O ₃	5,79	5,93	5,99	6,01	5,37	5,32	4,63	4,54	5,61	6,27	5,65	6,23	5,90	14,23	16,04
	CaO	1,19	1,86	1,87	2,23	1,49	1,48	1,27	1,30	0,80	0,28	0,85	0,46	0,62	8,90	8,25
	MgO	0,52	0,92	0,94	0,69	0,54	0,54	0,34	0,46	0,45	0,49	0,44	0,32	0,83	5,16	4,32
	Na ₂ O	2,22	2,48	2,46	2,91	2,59	2,60	2,59	2,63	2,10	1,48	2,32	1,91	1,25	2,28	2,61
	K ₂ O	4,89	5,00	4,88	4,48	5,03	5,02	5,28	5,08	5,74	5,69	6,18	4,79	5,74	1,19	1,26
	MnO	0,07	0,12	0,12	0,11	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,08	0,07	0,20	0,22
	TiO ₂	0,73	0,78	0,76	0,75	0,75	0,76	0,75	0,79	0,75	0,87	0,76	0,81	0,79	1,46	4,08
	P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,21	0,21	0,21	0,21	0,20	0,20	0,19	0,16	0,21	0,19	0,16	0,16	0,58
	SOMA	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
LOI		2,24	2,19	2,14	0,68	1,70	1,66	1,78	2,34	2,36	3,51	3,04	3,67	3,83	1,86	1,89
MINERAIS NORMATIVOS	qz	35,54	29,52	30,01	29,08	31,75	31,89	32,46	32,60	33,27	38,1	28,59	38,34	38,48	6,59	5,60
	pl	23,52	28,9	28,87	31,98	28,15	28,11	26,99	27,48	20,58	12,95	22,61	17,34	12,69	42,91	42,22
	or	29,08	29,73	28,96	26,59	29,84	29,78	31,32	30,14	34,04	33,74	36,70	28,48	34,10	7,09	7,51
	crn	1,38	0	0,17	0,00	0,30	0,3	0,92	1,29	2,1	4,18	2,05	5,2	3,40	0,00	0,00
	di	0	0,12	0,00	2,12	0,00	0	0,00	0,00	0	0	0,00	0	0,00	16,86	14,86
	hy	6,94	8,04	8,29	6,56	6,49	6,43	5,07	5,21	6,5	7,17	6,47	6,86	7,75	19,23	15,90
	il	1,41	1,5	1,44	1,42	1,42	1,44	1,42	1,50	1,42	1,65	1,44	1,54	1,50	2,79	7,84
	mt	1,68	1,73	1,74	1,75	1,57	1,55	1,35	1,32	1,64	1,83	1,64	1,81	1,73	4,18	4,71
	ap	0,46	0,46	0,51	0,49	0,49	0,49	0,46	0,46	0,44	0,37	0,49	0,44	0,37	0,37	1,34
	an	4,64	7,82	7,89	7,27	6,07	6,02	4,99	5,14	2,727	0,3438	2,89	1,09	2,03	23,35	19,80
	ab	18,869	21,06	20,98	24,71	22,00	22	22,00	22,34	17,854	12,607	19,72	16,246	10,66	19,54	22,42

ANEXO 2 – TABELA 2: CONTINUAÇÃO...

LITOFÁCIES		Riolito com estrutura de fluxo bandada				Riolito maciço		Pitchstone				Riolito afanítico				
AMOSTRA		LC-01-4	LC-01-5	LC-02-1	LC-03-2	LC-01-6	LC-01-8	LC-16-1	LC-20-6	LC-20-7	LC-29-1	LC-16-2	LC-22-1	LC-23-1	LC-25-1	LC-26-2
BASE ANIDRA	SiO ₂	70,50	70,31	70,24	70,33	70,39	70,33	70,64	70,86	70,61	70,28	70,63	71,64	71,36	70,97	70,77
	Al ₂ O ₃	12,03	12,34	12,78	12,58	12,31	13,18	12,61	12,25	12,80	12,70	11,99	11,95	12,26	11,93	12,55
	Fe ₂ O ₃	6,23	5,87	5,78	5,96	5,87	5,67	5,65	6,07	5,58	5,83	6,20	5,67	5,50	5,95	5,98
	CaO	1,95	2,11	2,30	1,49	1,90	2,17	2,36	1,71	2,36	2,32	1,89	1,57	1,42	1,86	1,02
	MgO	0,62	0,68	0,72	1,05	0,74	0,74	0,69	0,64	0,73	0,69	0,67	0,49	0,50	0,55	0,39
	Na ₂ O	2,72	2,84	2,54	2,73	2,84	2,75	3,14	2,66	2,56	3,07	2,64	2,59	2,54	2,60	2,31
	K ₂ O	4,90	4,80	4,49	4,83	4,89	4,02	3,86	4,77	4,29	4,01	4,92	5,03	5,40	5,09	6,02
	MnO	0,12	0,11	0,13	0,07	0,11	0,13	0,10	0,11	0,10	0,11	0,11	0,09	0,07	0,10	0,06
	TiO ₂	0,73	0,74	0,81	0,76	0,75	0,80	0,74	0,71	0,75	0,79	0,73	0,77	0,76	0,74	0,71
	P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,21	0,22	0,20	0,22	0,21	0,20	0,21	0,20	0,21	0,19	0,20	0,20	0,20
SOMA		100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
LOI		0,53	0,71	4,31	2,54	1,10	4,69	3,13	1,29	4,39	2,81	0,79	1,02	1,48	0,35	1,94
MINERAIS NORMATIVOS	qz	29,18	28,46	30,47	29,39	28,42	31,46	30,03	30,4	31,43	29,48	29,64	31,53	30,44	30,04	29,58
	pl	29,27	30,96	31,67	29,14	30,54	32,73	35,67	29,9	32,13	35,22	28,83	28,18	27,32	27,96	23,38
	or	29,13	28,48	26,65	28,66	29,08	23,87	22,93	28,37	25,47	23,76	29,25	29,84	32,09	30,26	35,75
	crn	0	0	0,07	0,7	0	0,89	0	0,06	0,16	0	0,00	0,00	0,13	0,00	0,87
	di	1,94	2,11	0	8,41	1,49	0	1,25	0	0	0,96	1,49	0,36	0,00	1,81	0,00
	hy	6,81	6,42	7,44	8,46	6,87	7,38	6,6	7,69	7,26	6,91	7,10	6,54	6,50	6,32	6,85
	il	1,39	1,41	1,54	1,44	1,42	1,52	1,41	1,37	1,42	1,5	1,41	1,46	1,44	1,41	1,35
	mt	1,81	1,71	1,68	1,74	1,71	1,65	1,64	1,77	1,62	1,7	1,81	1,65	1,59	1,74	1,74
	ap	0,46	0,46	0,49	0,51	0,46	0,51	0,49	0,46	0,49	0,49	0,49	0,44	0,46	0,46	0,46
	an	6,2	6,76	10,09	5,95	6,43	9,38	8,93	7,23	10,38	9,07	6,32	6,18	5,74	5,88	3,75
	ab	23,1	24,2	21,57	23,18	24,115	23,354	26,738	22,677	21,746	26,146	22,51	22,00	21,57	22,00	19,63

ANEXO 3 – TABELA 3: ANÁLISES POR PLASMA ICP-MS PARA ELEMENTOS TRAÇO E ETR PARA AS ROCHAS ÁCIDAS DESCRITAS NA ÁREA DE ESTUDO. EXPRESSAS EM µg/g.

LITOFÁCIES	AMOSTRA	Ba	Ce	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb	Nd	Pb	Pr	Rb	Sm	Sr	Ta	Tb	Th
Riolito com disjunções em laje	LC-07-1	660	93	13	28	8	5	1	8	8	2	44	1	20	40	25	10	132	8	76	2	1	16
	LC-10-1	629	100	9	26	9	5	2	9	8	2	45	1	22	45	28	11	112	9	85	2	1	16
	LC-11-2	623	103	9	27	8	5	2	8	9	2	47	1	23	44	28	11	144	9	83	2	1	17
	LC-11-3	632	95	8	28	9	5	2	9	7	2	44	1	22	41	28	11	124	9	107	2	1	16
	LC-11-4	649	104	10	29	10	5	2	9	8	2	48	1	22	44	26	11	138	9	86	2	2	15
	LC-15-1	635	102	10	28	9	5	2	9	8	2	47	1	23	45	26	12	129	9	81	2	2	16
	LC-16-3	756	113	12	28	25	17	3	21	8	6	52	2	24	55	28	13	137	13	80	2	3	16
	LC-21-1	701	141	14	33	33	21	5	32	9	7	68	3	23	85	26	19	150	23	81	2	5	16
	LC-23-2	765	115	11	28	13	7	2	13	9	3	57	1	26	59	32	13	114	12	57	2	2	19
	LC-23-2A	797	143	12	36	19	10	3	18	9	4	79	1	31	79	38	18	141	17	39	2	3	22
Riolito afanítico	LC-27-2	714	171	10	33	18	11	3	17	9	4	74	2	28	71	31	18	136	15	65	2	3	18
	LC-28-1	1011	172	18	30	21	13	4	21	9	5	99	2	24	95	30	23	152	20	62	2	4	19
	LC-16-2	659	103	11	35	9	5	2	10	7	2	46	1	21	45	27	11	120	10	93	2	2	16
	LC-22-1	676	108	8	31	12	7	2	12	8	2	50	1	23	50	26	12	130	10	94	2	2	16
	LC-23-1	731	100	10	34	10	5	2	10	9	2	47	1	23	47	26	12	137	10	88	2	2	16
Riolito com níveis de quartzo	LC-25-1	635	106	11	38	10	5	2	10	9	2	51	1	25	46	29	11	106	9	95	2	2	18
	LC-26-2	706	114	11	34	12	7	2	12	9	3	56	1	26	55	29	13	145	11	76	2	2	18
Riolito com estrutura de fluxo bandada	LC-10-2	731	79	10	22	7	4	1	7	8	1	41	1	21	35	27	10	126	8	72	2	1	15
	LC-01-4	697	99	7	28	8	5	2	9	7	2	46	1	22	43	27	11	111	9	96	2	1	17
	LC-01-5	689	98	8	32	10	6	2	10	9	2	45	1	24	45	28	13	117	11	109	2	2	17
	LC-02-1	748	118	13	25	78	54	8	66	9	18	84	8	24	108	26	25	154	34	140	2	11	16
Riolito maciço	LC-03-2	823	250	10	53	62	37	11	74	7	14	258	4	23	259	27	61	135	56	90	2	11	16
	LC-01-6	726	102	9	23	9	5	2	10	9	2	47	1	23	44	27	12	104	10	103	2	2	17
Pitchstone	LC-01-8	912	123	15	28	29	18	4	28	8	6	70	2	24	77	28	20	174	20	114	2	5	16
	LC-16-1	637	98	11	30	11	7	2	11	8	2	50	1	24	52	27	13	183	11	116	2	2	16
	LC-20-6	622	102	9	37	10	5	2	9	8	2	49	1	23	44	27	12	133	10	96	2	1	17
	LC-20-7	618	115	13	28	12	7	2	13	8	2	58	1	22	56	27	15	183	12	169	2	2	16
	LC-29-1	734	98	10	30	10	6	2	11	10	2	44	1	25	43	28	13	227	11	121	2	2	16

ANEXO 3 – TABELA 3: CONTINUAÇÃO...

LITOFÁCIES	AMOSTRA	Tm	U	Y	Yb	Zr	La/LuN
Riolito com disjunções em laje	LC-07-1	1	4	53	4	268	6,5
	LC-10-1	1	5	51	5	288	7,2
	LC-11-2	1	5	53	4	278	7,2
	LC-11-3	1	5	48	5	285	6,8
	LC-11-4	1	4	58	5	284	6,7
	LC-15-1	1	4	58	5	284	6,6
	LC-16-3	3	5	200	15	286	2,3
	LC-21-1	3	4	218	18	287	2,5
	LC-23-2	1	6	87	7	290	5,9
	LC-23-2A	2	7	123	9	325	5,7
	LC-27-2	2	6	116	10	317	5,1
	LC-28-1	2	5	130	12	321	5,9
Riolito afanítico	LC-16-2	1	5	52	5	279	6,0
	LC-22-1	1	5	68	6	283	5,5
	LC-23-1	1	5	60	5	291	6,6
	LC-25-1	1	6	61	5	280	7,3
	LC-26-2	1	5	85	7	302	5,8
Riolito com níveis de quartzo	LC-10-2	1	4	38	4	285	8,0
Riolito com estrutura de fluxo bandada	LC-01-4	1	5	49	6	304	6,8
	LC-01-5	1	5	51	5	325	6,6
	LC-02-1	7	5	615	44	311	1,2
	LC-03-2	4	6	443	26	301	7,5
Riolito maciço	LC-01-6	1	5	51	6	317	6,9
	LC-01-8	2	5	198	15	315	3,4
<i>Pitchstone</i>	LC-16-1	1	5	70	6	286	5,7
	LC-20-6	1	5	54	5	284	7,4
	LC-20-7	1	5	75	6	290	6,8
	LC-29-1	1	5	52	6	341	5,5

